



ESTIMATIVA DE FLUXO DE CALOR SENSÍVEL COM SUPORTE DE  
CINTILOMETRIA – ESTUDO DE CASO: CIDADE UNIVERSITÁRIA - ILHA DO  
FUNDÃO/RJ

Rafael João Sampaio

Dissertação de Mestrado apresentada ao  
Programa de Pós-graduação em Engenharia  
Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio  
de Janeiro, como parte dos requisitos necessários  
à obtenção do título de Mestre em Engenharia  
Civil.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho  
Afonso Augusto Magalhães de  
Araújo

Rio de Janeiro  
Fevereiro de 2017

ESTIMATIVA DE FLUXO DE CALOR SENSÍVEL COM SUPORTE DE  
CINTILOMETRIA – ESTUDO DE CASO: CIDADE UNIVERSITÁRIA - ILHA DO  
FUNDÃO/RJ

Rafael João Sampaio

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO  
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA  
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE  
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE  
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

---

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

---

Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araújo, D.Sc.

---

Prof. José Otávio Goulart Pecly, D.Sc.

---

Prof. Hugo Abi Karam, D.Sc.

---

Prof. Webe João Mansur, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL  
FEVEREIRO DE 2017

Sampaio, Rafael João

Estimativa de fluxo de calor sensível com suporte de cintilometria – estudo de caso: Cidade Universitária - Ilha do Fundão/RJ./ Rafael João Sampaio. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017.

XI, 145 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Afonso Augusto Magalhães de Araujo

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2017.

Referências Bibliográficas: p. 123-135.

1. Fluxos de energia na superfície. 2. Cintilômetro de Larga Abertura. 3. Camada Limite Planetária. 4. Teoria de Similaridade. 5 Cidade Universitária/UFRJ I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

*À João Rodrigues Sampaio (in memoriam),  
qual tenho orgulho de carregar o nome.*

*Se eu pensar baixinho dá até pra ouvir  
Os pensamentos de agora  
As coisas fora de hora  
O choro incontido lá fora*

*A dor que sufoca  
O presente que demora  
O passado que virou história*

*Se eu pensar baixinho dá até pra entender  
O vazio que não preenche  
A verdade que não mente  
E a vida que não mais me surpreende*

*Se eu continuar pensando baixinho  
A gente não cresce  
Finge que é gente  
E continua saindo de fininho...*

*Não quero mais pensar baixinho...*

*Aline Alvarez.*

## AGRADECIMENTOS

Para o desenvolvimento deste trabalho, alguns elementos foram fundamentais. Desta forma, gostaria de fazer alguns agradecimentos.

Aos professores Otto Corrêa Rotunno e Afonso Augusto Magalhães de Araujo, pela orientação.

Ao professor Hugo Abi Karam, pelas conversas sempre enriquecedoras.

À professora Célia Maria Paiva, pela disponibilização dos dados meteorológicos.

Ao Fabricio Polifke, pela grande amizade e pelo fundamental apoio na discussão dos resultados deste trabalho.

A toda equipe do LabH2O, funcionários e estudantes, que dispensaram todo apoio durante este tempo.

Aos alunos do Programa de Educação Tutorial – PET, pelo apoio fornecido nos experimentos de campo.

Aos professores e funcionários do Programa de Engenharia Civil, pelo apoio para realização do curso de mestrado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa ofertada ao autor.

Registram-se agradecimentos, em nome do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, ao suporte da FAPERJ, pelo apoio financeiro através dos projetos FAPERJ – processo E-26/103.116/2011 (2012-2014), FAPERJ – Pensa Rio – Edital 34/2014 (2014-2018) – E-26/010.002980/2014 e projeto FAPERJ No. E\_12/2015, do CNPq Edital Universal No. 14/2013 – processo 485136/2013-9, do CNPq Edital No. 12/2016 – processo 306944/2016-2 e do projeto MCT / FINEP / CT-HIDRO (2005-2016), bem como à

Secretaria de Educação Superior (SESu) – Ministério da Educação (MEC) - FNDE – Programa de Educação Tutorial - PET CIVIL UFRJ, pelo contínuo apoio à pesquisa científica no Brasil.

Adicionalmente, gostaria de mencionar alguns daqueles que muito me ajudaram, por meio de saudáveis relações de amizades. Assim agradeço:

ao Charlan Delon e a toda sua família, parentes que a vida me deu;

à Priciane Ribeiro, que, mesmo estando longe, sempre me apoiou através de sua amizade;

à Cintia e ao Júlio, casal formidável do qual me orgulho de ser padrinho;

ao Rafael Oliveira (‘o pão’) e à Jennifer, amigas de ouro;

ao Cléssio Gomes e a Leila Araújo, amigos de longa data

à Aline Alvarez, uma amizade que nasceu no meio das pedras;

ao Gabriel Oliveira e sua família, também sempre me apoiando;

ao Lennin, mostrando que podem surgir amizades mesmo com as diferenças;

à Jéssica Pinheiro, amizade simples, mas com muita sincronia;

ao Tiago Sten, responsável por boas risadas;

à Laís Luz, amiga inesperada, que também tem seu lugar;

à Gisele Dorneles, amiga recente que tem me dado muito apoio;

ao Lucas Hoepfner, sempre muito solícito;

à Isela Vasquez, amizade simples, mas que produz ótimas conversas;

e a outras pessoas, que diretamente ou indiretamente, contribuíram e que não estão com seus nomes aqui mencionados. Obrigado!

Agradeço, também, aos colegas de laboratório e de curso que tiveram contato comigo neste tempo, como os funcionários Dona Marli, Fabiana, Estela e Gilmar, os alunos da pós-graduação Cláudia Daza, Rafael Lopes, Vitor Rebello, Vinícius Souza, Bianca Molinari, Fernanda França, Yamil Alvarez Salinas, Lígia Araujo, Daniel Medeiros, Evelyne e Vagner Reis, e os alunos do PET (Programa de Educação Tutorial), como o Pedro Melo, a Ingrid Simões, o Juan Sampaio, o Lucas Hoepfner, e outros tantos, deixando aqui registrado o meu reconhecimento.

Deixei para o fim o agradecimento mais importante: o agradecimento a minha família. Sem dúvidas, se hoje concluo mais esta etapa na minha formação acadêmica, é

devido ao apoio, incentivo e ensinamentos que recebi do meu pai, Misael, de minha mãe, Florisa, e de meu irmão mais velho, Marcos, que se casou com uma mulher especial chamada Magali.

Gostaria de finalizar agradecendo a todo povo brasileiro que, mesmo às vezes sem saber, foram os maiores financiadores deste trabalho e de toda minha formação acadêmica.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

ESTIMATIVA DE FLUXO DE CALOR SENSÍVEL COM SUPORTE DE  
CINTILOMETRIA – ESTUDO DE CASO: CIDADE UNIVERSITÁRIA - ILHA DO  
FUNDÃO/RJ

Fevereiro/2017

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Afonso Augusto Magalhães de Araújo

Programa: Engenharia Civil

Os cintilômetros de larga abertura (CinLA) são aparelhos ópticos que estimam o fluxo de calor sensível (H) a partir de flutuações registradas na intensidade de luz de um feixe que se propaga entre um transmissor e um receptor. A presente dissertação propõe-se a estudar o comportamento da produção de calor sensível ao longo do dia na Cidade Universitária da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), campus da Ilha do Fundão/RJ, mediante o emprego de um CinLA. Em especial, analisa-se a sensibilidade do parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $C_n^2$ ) a variações na escala temporal de coleta e no que concerne a alterações na umidade e na temperatura do ar. Os dados foram coletados, ininterruptamente, no período entre 23 de setembro e 03 de outubro de 2016, com o cintilômetro instalado sobre o terraço de dois prédios no *campus* principal da UFRJ. Complementarmente, dados meteorológicos, fornecidos pela estação hidrometeorológica do IGEO/UFRJ, imagens do satélite GOES e cartas sinóticas foram utilizados para caracterizar a atmosfera local. Avaliações preliminares indicaram a opção por medições em intervalos de 5 minutos, obtidos a partir de subamostras coletadas a cada 30 segundos. Análise de sensibilidade mostrou que variações de até 10° C na temperatura podem alterar em até 8,8% os valores de H, enquanto que variações de  $\pm 10$  hPa na pressão atmosférica provocaram alterações de 1,4% em H. No experimento conduzido, o maior valor de H encontrado foi 443,98 W.m<sup>-2</sup>, e o valor médio foi de aproximadamente 64,38 W.m<sup>-2</sup>.



Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

ESTIMATE OF SENSIBLE HEAT FLUXES WITH THE SUPPORT OF  
SCINTILLOMETRY - CASE STUDY: CIDADE UNIVERSITÁRIA – ILHA DO  
FUNDÃO/RJ

February/2017

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Afonso Augusto Magalhães de Araújo

Department: Civil Engineering

The large aperture scintillometer (CinLA) is an optical device used to estimate averaged sensible heat fluxes ( $H$ ) from fluctuations in the refractive index of the turbulent atmosphere in a light beam spread between a transmitter and a receiver. The present dissertation proposes to study the behavior of the sensible heat production during the day in the University City of the Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ), campus of the Fundão Island / RJ, through the use of a CinLA. In particular, the sensitivity of the refractive index structure parameter ( $C_n^2$ ) to changes in the collection time scale and to changes in humidity and air temperature are analyzed. The data were collected, uninterruptedly, between September 23 and October 3, 2016, with the scintillometer installed on the terrace of two buildings on the main campus of UFRJ. In addition, meteorological data provided by the IGEO / UFRJ hydrometeorological station, images of the GOES satellite and synoptic charts were used to characterize the local atmosphere. Preliminary evaluations indicated the option of taking measurements at 5-minute intervals, obtained from subsamples collected every 30 seconds. Sensitivity analysis showed that variations of up to  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  in temperature can alter  $H$  values up to 8,8%, while changes of  $\pm 10\text{ hPa}$  in atmospheric pressure can produce changes of 1,4% in  $H$ . In the experiment conducted, the highest value of  $H$  found was  $443,98\text{ W.m}^{-2}$ , and the mean value was approximately  $64,38\text{ W.m}^{-2}$ .

## Sumário

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Considerações iniciais.....	1
1.2 Objetivo .....	6
1.3 Estrutura do texto.....	8
 CAPÍTULO 2 - BASE TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	10
2.1 Camada limite atmosférica (CLA) .....	10
2.1.1 Definição da camada limite atmosférica e sua estrutura .....	12
2.1.2 A turbulência na CLA.....	20
2.1.3. Balanço de energia na superfície terrestre.....	30
2.2 Propriedades ópticas da atmosfera .....	33
2.2.1 Efeitos da atmosfera na propagação de uma onda eletromagnética. ....	33
2.2.2 Propagação de ondas óticas em meio turbulento.....	37
2.3 Medição dos fluxos de calor sensível por cintilometria .....	47
2.3.1 Histórico da cintilometria.....	48
2.3.2 Cintilômetros.....	50
2.3.3 Elementos básicos de um cintilômetro.....	52
2.3.4 Teoria da cintilometria para determinação do fluxo de calor sensível .....	56
 CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA .....	68
3.1 Área de estudo .....	69
3.2 Experimento.. .....	71
3.3 Cintilômetro de larga abertura – CintLA.....	75
3.3.1 Definição altura efetiva do CintLA.....	78
3.3.2 Estudo da área fonte ( <i>footprint</i> ).....	80
3.4 Estação meteorológica.....	84
3.5 Dados meteorológicos complementares .....	85
3.6 Análise de sensibilidade da escala temporal.....	86
3.7 Estimção do H e tratamento dos dados.....	86
3.8 Análise de sensibilidade dos parâmetros de entrada .....	87
 CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	89
4.1 Parâmetros iniciais para mensuração de fluxo de calor sensível.....	90
4.1.1 Altura efetiva.....	90
4.1.2 Estimativa da área fonte.....	91

4.2 Caracterização meteorológica da atmosfera .....	93
4.2.1 Pressão atmosférica.....	93
4.2.2 Radiação solar.....	96
4.2.3 Temperatura.....	97
4.2.4 Precipitação.....	99
4.2.5 Umidade relativa do ar.....	100
4.2.6 Vento.....	101
4.3 Parâmetro de estrutura do índice refrativo – $C_n^2$ .....	103
4.3.1 Escala temporal de coleta.....	103
4.3.2 Valores do parâmetro de estrutura do índice refrativo – $C_n^2$ .....	105
4.4 Fluxo do calor sensível - H.....	106
4.4.1 Fluxo de calor sensível da Ilha do Fundão.....	106
4.4.2 Análise de sensibilidade dos dados.....	111
 CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	119
5.1 Considerações finais .....	119
5.2 Conclusões.....	119
5.3 Recomendações .....	121
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	123
ANEXOS .....	136
ANEXO A – Modelo de código (script) para cálculo e configuração da área fonte	137
ANEXO B – Modelo de código (script) para função de ponderação e determinação da altura efetiva.....	138
ANEXO C – Modelo de código ( <i>script</i> ) para interpolação dos dados dados meteorológicos.....	139
ANEXO D – Modelo de código ( <i>script</i> ) para o cálculo do $C_t^2$ e do fluxo de calor sensível (H).....	141
ANEXO E – Dados meteorológicos coletados na estação agrometeorológica do Instituto de Geociências/UFRJ – em CD-ROM .....	143
ANEXO F – Dados do parâmetro de estrutura do índice refrativo do ar para diferentes escalas de coleta – em CD-ROM.....	144
ANEXO G – Dados de fluxo de calor sensível do experimento – em CD-ROM ....	145

# CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1 Considerações iniciais

O tempo e o clima do planeta Terra são determinados pela quantidade e pela distribuição de radiação recebida pelo Sol. Para o sistema entrar em equilíbrio, a radiação absorvida equilibra a radiação de onda longa emitida, juntamente com uma série de fenômenos atmosféricos, oceânicos e terrestres que unem os dois (Trenberth *et al.*, 2008). Todos esses processos envolvem as diferentes formas de energia: radiante, térmica, mecânica (potencial e cinética), química, elétrica e magnética.

Considerando a Terra como um sistema isolado, a soma das diferentes formas de energia mantém-se constante, independentemente das transformações energéticas que nele ocorram (1º lei da termodinâmica). Dessa forma, ao receber energia de uma fonte externa, no caso o Sol, o sistema buscará equilíbrio de energia. Os estudos relacionados à forma com que essas energias se compensam são fundamentados no princípio da conservação de energia, mediante o chamado balanço de energia global.

A temperatura superficial, que se trata de uma variável chave para o clima, é determinada, por um lado, pelo balanço energético global entre a energia radiativa proveniente do Sol e a energia radiativa enviada para o espaço pela Terra. Por outro lado, a atmosfera tem um forte impacto nesse balanço energético, uma vez que absorve eficientemente a radiação infravermelha proveniente da superfície da Terra. Como consequência, a temperatura da superfície é muito maior do que seria sem a atmosfera (Turek, 2011).

A base para a vida na Terra está na capacidade de converter a energia solar em outros componentes químicos que contêm energia através da fotossíntese. A biosfera da Terra tem evoluído ao longo de longos períodos de tempo e é capaz de alterar propriedades energéticas relevantes do planeta e alterar o balanço energético em uma escala global.

Do ponto de vista da engenharia, a Terra é um conversor de energia (Turek, 2011). A radiação de ondas curtas do Sol é transformada parcialmente em radiação de onda longa, que é reemitida pela Terra, e também em calor latente contido na atmosfera e no oceano, bem como em energia mecânica por meio da circulação do ar, escoamento de rios e geração de correntes oceânicas. A complexidade do sistema terrestre é grande, e uma compreensão plena dos processos que nela estão ocorrendo ainda não foi

alcançada. Entretanto, várias propriedades gerais, casos limitantes e fenômenos típicos que ocorrem no sistema terrestre podem ser derivados de análises energéticas relativamente simples, como é o caso do balanço de energia da superfície terrestre (BEST).

A estimação das componentes do BEST é de interesse de várias áreas. Por meio dessas componentes, é possível definir se a radiação solar que foi absorvida pela Terra (calor do solo) aqueceu o ar (calor sensível) ou retornou para a atmosfera na forma de vapor de água (calor latente - evapotranspiração). Dentre elas, a evapotranspiração tem significado importante para a área de recursos hídricos, pois é, através dela, que se perfaz a conexão entre o balanço hídrico e o balanço energético da Terra, tornando-a uma variável fundamental nos modelos hidrológicos e elo de conexão entre modelos hidrológicos e meteorológicos.

A cintilação é um fenômeno de interesse para várias áreas científicas (como astrofísica, óptica, meteorologia, micrometeorologia, entre outras), porquanto pode fornecer informações sobre as turbulências atmosféricas (Solignact *et al.*, 2012). No estudo de fluxos de calor na superfície terrestre, o uso da cintilometria tem se tornado uma técnica promissora para obtenção de dados *in situ* do fluxo de calor sensível (H), mostrando algumas vantagens em relação ao método do coeficiente de vórtices turbulentos (CVT), método comumente mais usado ( Von Randow *et al.*, 2008; Uijlenhoet *et al.*, 2011; Zhang e Zhang, 2014; Yee *et al.*, 2015; Sun *et al.*, 2016).

O cintilômetro consiste em um instrumento óptico composto de um receptor e de um transmissor posicionados a determinada distância horizontal no terreno. O transmissor registra a intensidade das flutuações na radiação emitida provocadas por vórtices turbulentos presentes no caminho do feixe de luz (Zhan, 2002). A distância entre o transmissor e o receptor pode ser de dezenas de metros chegando a quilômetros, dependendo do tipo e do modelo de cintilômetro usado (Beyrich *et al.*, 2002).

Há vários tipos de cintilômetros aplicados em pesquisas (Amadakumar, 1999; Nakaya *et al.*, 2006; Nakaia *et al.*, 2007; Kleissl *et al.*, 2009; Solignac, 2012; Yee *et al.*, 2016) que se diferenciam pelo comprimento de onda utilizado e diâmetro de abertura do receptor. Os mais comuns são os cintilômetros a laser (*dual beam surface layer scintillometer* - SLS) e o cintilômetro de larga abertura (CinLA) (*large aperture scintillometer* – LAS) em inglês (Beyrich *et al.*, 2002).

O primeiro opera em um comprimento de onda de 670 nm, com uma abertura de 2.7 mm, que o possibilita efetuar medições em transectos de 50 m a 350 m (Odhianbo e

Savage, 2009). O segundo opera em um comprimento de onda entre 880 nm e 940 nm, com diâmetro de abertura em torno de 15 cm (Solignac *et al.*, 2012), tornando possível a realização de medições com uma distância de 50 m a 5 km de caminho ótico (distância entre o emissor e o transmissor) (Kleissl *et al.*, 2008).

Uma variação do cintilômetro de larga abertura (CinLA) é denominada de XLAS (*extra-large aperture scintillometer*), que possui um maior diâmetro de abertura, aproximadamente 30 cm. Essa característica oferece a oportunidade de realizar medições em transectos de maior comprimento que o CinLA, operando em de 1 km a 10 km (Kleissl *et al.*, 2010). Além de poder mensurar em comprimentos maiores, o XLAS é mais eficiente para medições em terrenos heterogêneos que o CinLA (Beyrich *et al.*, 2002). Todavia o CinLA tem uma maior simplicidade na calibração, pois minimiza os efeitos de saturação por conta das fortes turbulências, além de possibilitar estudos na escala interna de turbulência (Odhianbo e Savage, 2009), uma vez que, devido ao comprimento de onda, essa perturbação é ignorada no CinLA.

É vasta a literatura sobre técnicas de cintilância para quantificar o fluxo de calor sensível (H) na superfície (Andreas, 2000; Hill, 1997). Engloba trabalhos que buscam consolidar o emprego desse aparelho, bem como estudos que exploram usos potenciais.

Trabalhos como Savage (2008), Chehbouni *et al.* (2000), Asanuma e Lemoto (2007), Yee *et al.* (2015) e Evans *et al.* (2011) relatam estudos em grandes áreas de pastagens em clima semi-árido. Nesses estudos, priorizaram-se terrenos homogêneos nos quais melhor se aplicam as relações da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO). Por outro lado, trabalhos como Geli *et al.* (2012), Maronga *et al.* (2014) e Meijninger *et al.* (2002) analisam o uso de cintilômetro em terrenos heterogêneos. Geli *et al.* (2012), por exemplo, analisa a influência da variação da cobertura do solo e da topografia nas medições com cintilômetros. Seu transecto de medição amostra áreas de solo descoberto, de agricultura e fragmentos de mata ciliar em uma região semi-árida na Califórnia – USA. Os dados da topografia são obtidos por meio de LIDAR.

Meijninger *et al.* (2002) analisou uma área de agricultura mista de trigo, beterraba, batata e cebola, e obteve bons resultados na estimativa de H via LAS, alcançando uma correlação ( $R^2$ ) 0,93 entre medições via CVT e LAS. Resultado próximo a 0,94 foi encontrado por Evans *et al.* (2012) para uma área mista de cereal e pasto no Reino Unido. Nesse último trabalho, os autores analisaram também a heterogeneidade da topografia, mostrando resultados com a mesma acurácia também em terrenos acidentados.

Para a agricultura, a evapotranspiração (ET) tem uma importância especial nas áreas de cultivos irrigados. Meijninger e Bruin (2000), Hoedjes *et al.* (2007) e Minacapilli *et al.* (2016) estudam esse cenário. Meijninger e Bruin (2000) utilizaram dois cintilômetros para analisar estimações de H em um vale ocupado por um plantio de algodão irrigado. Minacapilli *et al.* (2016) compara valores de evapotranspiração potencial ( $ET_0$ ) obtidos por cintilômetros com valores  $ET_0$  estimados pelo método de Penman–Monteith em uma área de alfafa irrigada, encontrando um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,92.

Em áreas de florestas, os fluxos de calor possuem um grau de complexidade que aumenta as incertezas das estimativas dos componentes do balanço de energia. Nesse contexto, Nakaya *et al.* (2006), Nakaya *et al.* (2007) e Von Randow *et al.* (2008) comparam dados de cintilômetros e de CVT em áreas florestadas. Os dois primeiros estudos coletaram dados sobre o dossel de uma floresta temperada semidecidual no Japão e encontraram um  $R^2$  de 0,8 e 0,7, respectivamente, para valores de H obtidos pelos dois métodos. Von Randow *et al.* (2008) estudaram dados de H na floresta amazônica brasileira, encontrando um  $R^2$  de 0,83.

No início dos anos 90 do século XX, ampliou-se significativamente o número de pesquisas buscando o estudo espacial da evapotranspiração (ET) em grande escala (km), fazendo com que as técnicas de cintilometria fossem adaptadas para esse processo (Liu *et al.*, 2013). Elas foram bem aceitas, uma vez que possuem grande representação espacial se comparada a outros métodos, além de permitirem coletar dados em campo nas escalas espaciais compatíveis com as imagens dos principais sensores orbitais e de alguns modelos meteorológicos (Figura 1.1). Segundo essa linha, há uma variedade de trabalhos que mesclam dados coletados com cintilômetro e dados obtidos por técnicas de sensoriamento remoto (SR) orbital, com objetivos variados. Nesses estudos, destacam-se a validação de modelos espaciais para estimação de balanço de energia e o detalhamento da área fonte mediante o registro do campo de visada na superfície terrestre (*footprint*) dos dados de cintilômetros.

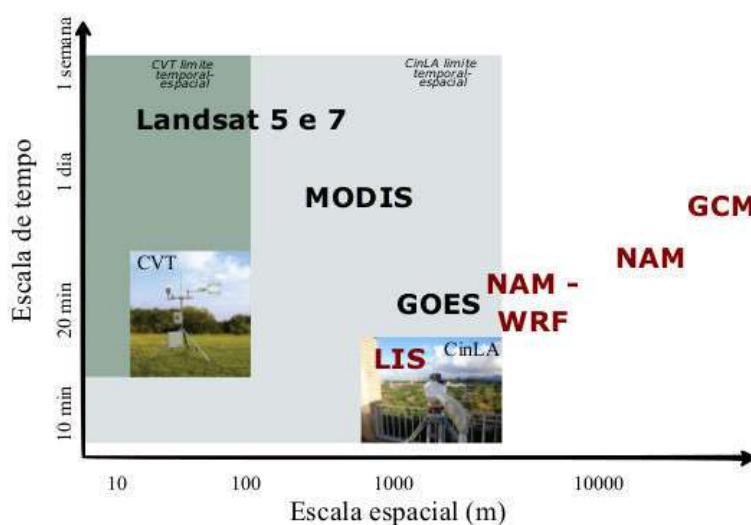


Figura 1.1: Escalas espaciais e temporais dos principais sensores orbitais (em negrito) e modelos (em vermelho): *global circulation model* (GCM), NAM, e *NASA Land Information System* (LIS). Fonte: Klessl *et al.* (2009)

Hemakumara *et al.* (2003), Marx *et al.* (2008) e Klessl *et al.* (2008) utilizam, por sua vez, cintilômetros para validar estimações de ET obtidas através do SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm Land* (Bastiaenssen *et al.*, 1995). Os dois primeiros trabalhos utilizaram imagens NOAA de regiões no Sri Lanka e em Gana, respectivamente. Klessl *et al.* (2008) utiliza imagens dos sensores MODIS e Landsat de uma região do Novo México, nos Estados Unidos (EUA). Bai *et al.* (2015) compara as pegadas (*footprints*) de LAS e CVT com estimações do balanço energia obtidas através do SEBS (*Surface Energy Balance System*) (Su, 2002) aplicados a imagens Landsat. Tang *et al.* (2011) compara três modelos de estimação de ET – SEBS, TSEB (Norman *et al.*, 1995) e TVT (Jiang e Islam, 1999) – aplicados a imagens MODIS de uma plantação de trigo e milho, com dados medidos *in situ* com cintilômetros. Da mesma forma, Al Gaadi *et al.* (2016) avalia o modelo METRIC (Allen *et al.*, 2007) em um campo irrigado de alfafa na Arábia Saudita.

Dados de sensoriamento remoto são também utilizados para analisar a área fonte (*footprint*) dos dados coletados com cintilômetros (Hoedjes *et al.*, 2007 ; Ezzahar *et al.*, 2009). Em Hoedjes *et al.* (2007), utilizaram-se imagens de Aster e Landsat 7 ETM+ para aplicar um modelo de pegada (*footprint*) a dados de H coletados por um LAS e por estações de CVT em uma área de agricultura irrigada. O resultado indicou que o modelo



contribuiu para aprimoramento dos dados em áreas heterogêneas, apontando um forte potencial do uso de imagens para espacializar os dados coletados.

Sun *et al.* (2016) estudou a influência das escalas espaciais na determinação do fluxo espacial de energia em uma região no norte do Tibet. Os autores combinaram dados de CVT e de LAS com imagens da temperatura da superfície (TS) e do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), ambas obtidas do sensor MODIS. Os autores concluíram que as variações dessas imagens podem justificar as variações nos fluxos de energia na região para diferentes escalas espaciais.

Os fluxos de energia também são fundamentais para gestão, modelagem e monitoramento dos recursos hídricos. Samain *et al.* (2011), Samain *et al.* (2012) e Liu *et al.* (2013) utilizaram dados de LAS e CVT para calcular valores de H em uma bacia hidrográfica, pontuando a efetividade dos dados para representar a área total das bacias. Mykleby *et al.* (2016) utilizou um LAS para avaliar as respostas dos balanços de água e de energia em uma área de pântano em face da retirada da vegetação. Uijlenhoet *et al.* (2011) encontrou resultados promissores ao analisar o potencial de um LAS para estimar a taxa de precipitação (mm/h) em escalas hidrologicamente relevantes.

O uso de cintilômetro oferece respaldo também a estudos em áreas urbanas que buscam entender a dinâmica dos fluxos energia em regiões com alto nível de interferências antrópicas (Lagouarde *et al.*, 2005; Zhang e Zhang, 2014; Van Dinther *et al.*, 2015a). Também possibilita pesquisas em ambientes pouco estudados, como ilustra a pesquisa de Lee (2015), que analisa dados de LAS coletados em uma praia na Coréia do Sul para analisar o H em uma região de costa marinha. Complementarmente, podem ser explorados em outras vertentes, além do balanço de energia, como em Dinther *et al.* (2015b), que pondera sobre a capacidade do LAS detectar esteiras de vórtice, ventos laterais e a visibilidade de uma pista de pouso em Amsterdam, na Holanda.

Diante do quadro referencial de análise proposto para esta pesquisa, pode-se agora, enunciar, com maior precisão, o objetivo desta dissertação.

## **1.2 Objetivo**

Este trabalho tem como objetivo principal estimar o fluxo de calor sensível, com enfoque na avaliação de sua variabilidade, em ambiente urbano, próximo à região litorânea no sudeste brasileiro, mais precisamente na Cidade Universitária da

Universidade Federal do Rio de Janeiro situada no campus da Ilha do Fundão por meio de um cintilômetro de larga abertura (CinLA). Os dados foram coletados a partir de experimento conduzido entre os dias 23 de setembro e 03 de outubro de 2016. Adicionalmente, informações de natureza meteorológica, incluindo estação *in situ*, imagens de satélite e cartas sinóticas, permitiram caracterizar a atmosfera durante o período de estudo.

De forma a cumprir com o objetivo proposto, estabeleceram-se algumas metas consubstanciadas e sintetizadas nos seguintes objetivos específicos:

- caracterizar a atmosfera local - a partir dos dados meteorológicos de pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade do ar, precipitação, velocidade e direção do vento, realizou-se uma descrição do comportamento da atmosfera e dos sistemas atuantes na Ilha do Fundão durante os dias de estudo; para esta etapa, também foram utilizadas cartas sinóticas da região e imagens do satélite meteorológico GOES para subsidiar a discussão;
- estimar a altura efetiva e a área fonte - antes da mensuração com o CinLA, deve-se estimar a altura média sobre qual o feixe óptico se propaga; nesta etapa, fez-se o uso de um modelo digital de superfície da área, que forneceu alturas significantes do terreno; a área fonte é a área do terreno que contribui para o valor medido pelo aparelho; a determinação dessa área é fundamental para identificar a abrangência dos dados obtidos;
- avaliar a escala temporal do parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $C_n^2$ ) - o parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $C_n^2$ ) é o valor básico estimado pelo CinLA; a partir dele, juntamente com dados meteorológicos, é possível estimar o fluxo de calor sensível (H) por meio da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO); nesta etapa, analisou-se a sensibilidade do  $C_n^2$  a diferentes escalas temporais de coleta de dados, definindo-se, assim, o intervalo de coleta utilizado no experimento;
- analisar os fluxos de calor sensível (H) para os dias de estudo - os valores coletados de H pelo CinLA foram consistidos e confrontados com dados meteorológicos; assim, buscou-se discutir como o estado da atmosfera interfere no aquecimento do ar, principalmente diante aos fenômenos meteorológicos que ocorreram durante os dias de estudo;

- teste de sensibilidade do H face à temperatura, à pressão atmosférica e à altura efetiva— nesta etapa estudaram-se as consequências de substituir, no cálculo de estimação de H, os valores pressão atmosférica e temperatura coletados simultaneamente com o CinLA por valores correspondentes à média do dia; analisou-se, também, o quanto o valor estimado de H é sensível à variação da altura efetiva.

### 1.3 Estrutura do texto

O capítulo introdutório discorre sobre a motivação da pesquisa e expõe ao leitor uma breve revisão para situar o objetivo a ser perseguido nesta dissertação, com breve descrição de algumas fases do estudo que serão mais bem detalhadas ao longo do texto. , o texto esta estruturado em outros quatro capítulos. Outros quatro capítulos compõem a estrutura do texto proposta para apresentar o trabalho efetuado.

As bases teóricas necessárias para compreensão e entendimento do estudo são apresentadas no Capítulo 2. Inicialmente, é realizada uma revisão sobre a camada limite atmosférica, abordando os conceitos fundamentais dessa camada, a turbulência atmosférica, com ênfase na escala de Kolmogorov e na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e o balanço de energia na superfície terrestre. Em seguida, são apresentadas as principais propriedades ópticas da atmosfera, ou seja, as propriedades que definem como a luz se comporta nesse meio. Ademais, é discorrido sobre os efeitos sofridos pela luz ao se propagar em um meio turbulento, como é o caso da camada limite superficial da atmosfera. O Capítulo 2 encerra-se com a fundamentação teórica necessária para medir fluxos de calor sensível através de um cintilômetro de larga abertura (CinLA). Essa parte aponta um breve histórico sobre o uso da cintilometria para mensuração de fluxos de energia. Posteriormente, apresenta, em detalhes, a estrutura de um CinLA e finaliza com a teoria necessária para se obter o fluxo de calor sensível a partir de cintilações.

O Capítulo 3 trata dos materiais e dos métodos utilizados no trabalho. Inicialmente, é realizada uma apresentação da Ilha do Fundão, local do estudo. Na sequência, são exposto os pormenores do experimento de campo com o CinLA. O cintilômetro utilizado no estudo é descrito, mais adiante, com suas especificações, juntamente com os respectivos procedimentos para determinação da área de fonte e da altura efetiva. A

estação meteorológica utilizada para coletar os dados é exposta. Nas últimas seções, o capítulo descreve os detalhes da análise da sensibilidade quanto à escala temporal de coleta de dados e da análise de sensibilidade quanto aos parâmetros de entrada, notadamente temperatura, pressão atmosférica e altura efetiva.

No Capítulo 4, os dados do estudo são apresentados e discutidos em quatro partes. Na primeira parte, os valores de altura efetiva e estimativa da área fonte são exibidos, demarcando os parâmetros iniciais do trabalho. Na segunda parte, os dados meteorológicos, juntamente com cartas sinóticas e imagens do satélite meteorológico GOES, são utilizados para caracterizar o comportamento do tempo para os dias de estudo. A quarta parte é dedicada aos valores do parâmetro de estrutura do índice de refratividade do ar ( $C_n^2$ ). Nessa quarta parte, é mostrado o resultado da avaliação da escala temporal dos dados coletados. A quarta e última parte deste capítulo dedica-se à apresentação e à discussão dos dados de fluxos de calor sensível (H) mensurado nos dez dias de estudo. Confrontando-se com os dados meteorológicos e com dados da literatura, discutiu-se sobre o comportamento de H, com enfoque nas peculiaridades do ambiente de estudo, no caso uma ilha litorânea. Por fim, é apresentado os resultados da análise de sensibilidade de H para alterações nos valores de pressão atmosférica, temperatura do ar e altura efetiva.

O Capítulo 5 reúne e destaca as principais contribuições oferecidas por este trabalho. Nessa exposição, busca-se refletir sobre os sucessos e limitações encontradas no desenvolvimento do estudo, no intuito de oferecer novas perspectivas e diretrizes para trabalhos futuros.

## CAPÍTULO 2 - BASE TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Camada limite atmosférica (CLA)

O conceito de camada limite em escoamento de fluidos talvez possa ser atribuído a Froude, que realizou uma série de experiências durante os anos de 1870 para estudar a resistência ao atrito de uma lâmina plana e fina arrastada sobre a água parada (Garratt, 1994). No entanto, a teoria da camada limite propriamente dita iniciou-se com Ludwig Prandtl's no trabalho intitulado "*On the motion of a fluid with very small viscosity*" (Sobre o movimento de um fluido com viscosidade muito baixa<sup>1</sup>), apresentado no Terceiro Congresso Internacional Internacional de Matemática, em agosto de 1904 (Tani, 1977). Analisando o fluxo viscoso sobre um corpo, ele deduziu que a velocidade de fluxo diretamente sobre a superfície era zero e que se o número de Reynolds fosse alto o suficiente, a influência da fricção estaria limitada a uma camada fina próxima à superfície, chamada inicialmente de camada de transição. Assim, a análise do campo de fluxo poderia ser dividida em duas regiões distintas: uma próxima à superfície, que incluía a fricção, e outra mais distante, na qual a fricção poderia ser ignorada (Anderson, 2015).

Nas palavras do próprio Prandtl (1906), é importante considerar o comportamento do fluido na superfície de um corpo sólido. Segundo o autor, os fenômenos físicos na camada limite entre um fluido e corpo sólido podem ser entendidos pela hipótese que o fluido adere à superfície, e, por conseguinte, a velocidade é zero ou igual à velocidade do corpo. Se, no entanto, a viscosidade é muito pequena, e o caminho do fluxo ao longo da superfície não é muito longo, então a velocidade possuirá o seu valor normal na proximidade imediata da superfície. Na camada de transição fina, as grandes diferenças de velocidade, então, produzem efeitos visíveis, ainda que o coeficiente de fricção for pequeno.

No contexto da atmosfera, a camada limite é entendida como a parte da atmosfera que está imediatamente acima da superfície. Em uma visão lacônica, ela pode ser interpretada como a camada em que transcorre a vida do planeta. Esse contato com a

---

<sup>1</sup> Tradução feita pelo autor

superfície faz com que a camada limite corresponda à parte da atmosfera que sofre os efeitos diretos da superfície, como será visto mais adiante.

A natureza turbulenta da camada limite atmosférica (CLA) é uma das suas características mais notáveis e importantes. Contudo a turbulência atmosférica é diferente da turbulência estudada em túneis de vento por duas causas (Garratt, 1994). Primeiro, a turbulência associada com convecção termal coexiste com turbulência mecânica na atmosfera. Segundo, a turbulência na camada limite interage com os fluxos de energia e de massa que, por sua vez, são influenciados pela rotação da Terra.

A estrutura da camada limite atmosférica (CLA) é similar à camada limite turbulenta bidimensional gerada em um túnel de vento, de forma que também possui uma região interna e uma região externa. Na região externa, os fluxos apresentam pouca dependência da natureza da superfície, e, no caso da atmosfera, a força de Coriolis, devido à rotação da Terra, possui uma grande importância. Em contraste, o fluxo na escala interna depende principalmente das características da superfície e é pouco afetado pela rotação. A transição entre camadas interna e externa não é abrupta, mas é caracterizada por uma região de sobreposição, onde a influência da superfície é sentida diretamente em uma subcamada interfacial, que é a camada de ar que está dentro e comprimida entre os elementos rugosos da superfície terrestre ou de um oceano. Nessa camada, difusões moleculares são um processo importante, pois calor e massa são trocados entre a superfície e o ar.

A história da turbulência atmosférica e o estudo na camada limite é rica e muito importante para os trabalhos contemporâneos. A teoria estatística da turbulência, que relaciona problemas de difusão com a escala e com o espectro de turbulência, obteve grandes avanços com contribuições de G. I. Taylor entre 1915 e 1938 (Garret, 1994). Nesse mesmo período, tanto Von Karman quanto Prandtl enunciaram a hipótese de comprimento de mistura para aplicação direta na atmosfera, usando os conceitos de coeficiente de difusão e gradiente de fluxos baseado em analogias com a transferência molecular.

Em 1941, embora só fosse conhecer os cientistas ocidentais anos depois, Kolmogorov elaborou importantes contribuições para o entendimento da estrutura de turbulência em pequena escala e do processo de transferência de energia de grandes para pequenas escalas (processo “cascata”) através de teoria de similaridades da turbulência. Nos anos 50 e nos primeiros anos da década de 60 do século XX, muitos avanços ocorreram na interpretação das observações, na compreensão do papel das

flutuações perante as modificações no perfil de vento e em modificações no gradiente de fluxos de modo geral (Garret, 1994). Esses avanços envolveram a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (Monin e Obukhov, 1954). Dos anos 60 até os dias atuais, os maiores avanços no conhecimento da estrutura da camada limite aconteceram através do uso de modelos numéricos para simulação da CLA e por meio de modelos de fechamento para representar os efeitos da turbulência de forma mais realista.

Nos próximos itens, será apresentada uma fundamentação geral da CLA, discutindo sua definição, sua estrutura, a turbulência atmosférica e, por fim, a teoria de similaridade de Monin-Obukhov.

### **2.1.1 Definição da camada limite atmosférica e sua estrutura**

Nos parágrafos anteriores, uma pequena abordagem sobre camada limite atmosférica (CLA) foi dada, fazendo uma analogia com experimentos em túneis de vento. Antes de aprofundar a descrição da CLA, será apresentada, resumidamente, a estrutura da atmosfera com a altitude, a fim de embasar a discussão sobre o assunto.

O planeta Terra estende-se por centenas de quilômetros acima da superfície terrestre. Em torno de 98% do volume da atmosfera é composto pelos elementos nitrogênio e oxigênio, que estão na estrutura dos principais constituintes atmosféricos: vapor de água, gás carbônico, óxido nitroso, monóxido de carbono e ozônio. Com base na variação de temperatura, a atmosfera terrestre é dividida em quatro camadas principais (Andrews, 2001), conforme apresenta a Figura 2.1.

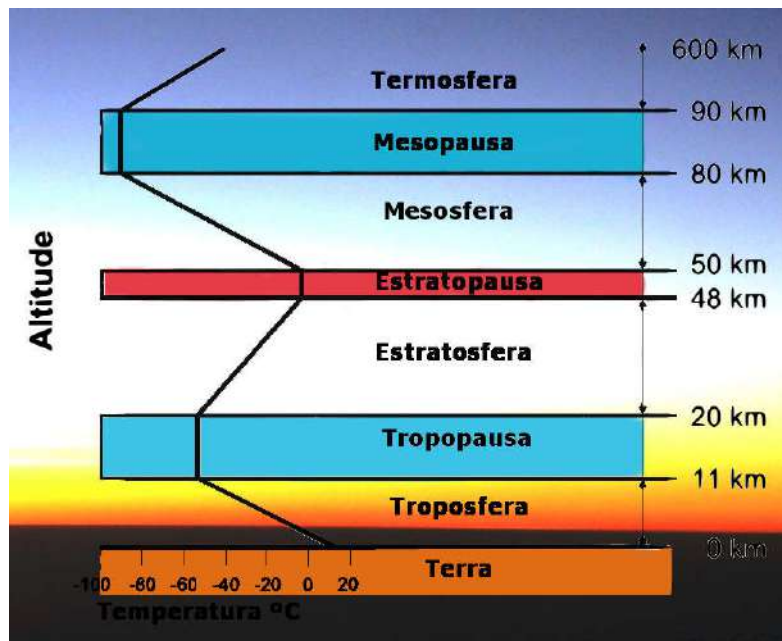


Figura 2.1: Diagrama das várias camadas atmosféricas e da temperatura do ar.

Fonte: Andrews (2005)

A troposfera inicia-se imediatamente acima da superfície terrestre e estende-se até 11 km de altura, contendo cerca de 75% da massa da atmosfera da Terra. A temperatura máxima ocorre perto da superfície da Terra, mas diminui com a altitude para valores em torno de  $-55^{\circ}\text{C}$ . A tropopausa é uma camada isotérmica que se estende 9 km acima da troposfera, onde a temperatura do ar permanece constante em  $-55^{\circ}\text{C}$ . A tropopausa e a troposfera juntas são conhecidas como a baixa atmosfera.

A estratosfera encontra-se acima da troposfera, iniciando a 20 km e terminando a 48 km de altitude. A temperatura é aproximadamente constante em sua parte mais baixa, porém aumenta com a altitude, pois a presença de ozônio gasoso nessa camada absorve os raios ultravioletas emitidos pelo Sol; conseqüentemente, gera energia. Esse fato ocorre porque a camada de ozônio, que protege a vida na Terra dos nocivos raios ultravioletas, é concentrada entre 10 km e 50 km; dessa forma, sua maior parte está na estratosfera. A estratopausa é a camada que separa a estratosfera da mesosfera, sendo assim, como a tropopausa, uma camada isotérmica, com temperatura de  $-3^{\circ}\text{C}$  aproximadamente.

A mesosfera estende-se da estratopausa até aproximadamente 80 km. A temperatura nessa camada, geralmente, diminui a uma taxa constante até  $-90^{\circ}\text{C}$ ,



temperatura mais fria da atmosfera. O mesopausa é a terceira camada isotérmica da atmosfera, separando a mesosfera e a termosfera. As regiões da estratosfera e da mesosfera, juntamente com a estratopausa e a mesopausa, constituem o que é comumente chamado de atmosfera média.

Estendendo-se da mesopausa até aproximadamente 600 km está a termosfera. Nessa camada, a temperatura do ar aumenta fortemente acima de 90 km devido à energia do Sol. A ionosfera e a exosfera (última camada da atmosfera) podem ser incluídas na termosfera. Essas camadas começam em torno de 70 km ou 80 km até uma altura indefinida (aproximadamente 1.000 km).

A camada limite atmosférica pode ser definida como a parte da troposfera que é influenciada diretamente pela presença da superfície da terra, respondendo as forçantes da superfície com uma escala de tempo de uma hora ou menos (Stull, 1988). Essas forçantes incluem força de arrasto, balanço de energia na superfície terrestre, evapotranspiração, transferência de calor, emissão de poluentes e condições de escoamento da atmosfera livre. Sua espessura varia no tempo e no espaço, oscilando de centenas de metros a poucos quilômetros.

Na camada limite o escoamento laminar, comum a outras camadas atmosféricas, dá lugar ao escoamento turbulento, provocado por forçantes térmicas e mecânicas. A primeira é resultado da força de empuxo provocada pelo ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da superfície do planeta. Já a segunda ocorre devido à fricção ou arrasto causada pela interação do escoamento do ar e a superfície terrestre, principalmente (Stull, 1988). Devido a estas turbulências abordagens estocásticas são mais eficientes que determinísticas. As turbulências também possuem uma importância para atmosfera, uma vez que aceleram os mecanismos de mistura das propriedades físicas e químicas do ar. Se não acontecem, estes processos, em sua grande maioria, aconteceriam em escala molecular, sendo assim mais lentos e com pouca eficiência na difusão de escalares (Stull, 1988; Garrat, 1992).

Particularmente, acima do terreno, a espessura da CLA turbulenta é fortemente influenciada pelo ciclo diário de aquecimento e resfriamento da superfície e pela presença de nuvens. Entretanto, sobre o oceano, a espessura da camada limite varia pouco no espaço e no tempo. Esse comportamento é função da temperatura de superfície do oceano, que sofre poucas mudanças em seu ciclo diário na superfície do oceano (Stull, 1988). A água possui, também, um alto calor específico, que a possibilita

absorver uma grande quantidade de calor com mudança relativamente baixa na temperatura.

A camada limite pode ser estruturada em três regiões segundo o ciclo diário. São elas: a camada de mistura, a camada residual e a camada limite estável. Quando há nuvens na camada de mistura, esta pode ser subdividida em camada de nuvens e em uma camada de subnuvens. A Figura 2.2 estrutura as regiões da CLA durante o período de um dia.

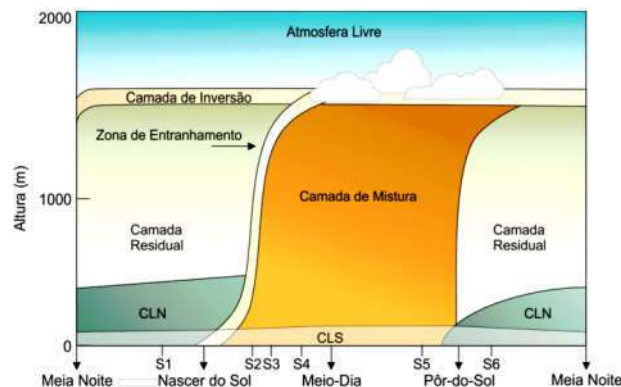


Figura 2.2: Estrutura típica da camada limite atmosférica em resposta ao ciclo diurno de aquecimento e resfriamento e as forças mecânicas. Fonte: Stull (1988)

Superfície rugosa, composta pelos elementos da superfície terrestre (edifícios, vegetação, entre outros obstáculos), provoca fluxos complexos em torno de cada componente. Esses efeitos tridimensionais são fortemente dependentes das características dos elementos, como forma, densidade, flexibilidade, entre outras. Trocas de calor, massa e *momentum* são difíceis de expressar nessa zona, porém formas generalizadas podem ser estabelecidas.

A camada limite superficial (CLS) é a região da CLA imediatamente acima da superfície, correspondendo a cerca de 10% da espessura total. Nessa camada, fortes gradientes verticais das variáveis meteorológicas controlam a transferência de massa, *momentum* e calor, gerando fluxos turbulentos. Esse processo é função da redistribuição dos fluxos de energia solar que incidem na superfície terrestre para o restante da CLA. A turbulência gerada pela interação da atmosfera com a superfície tem a capacidade de distribuir e tornar mais eficientes os processos de transferência vertical de calor,

umidade e *momentum*. O entendimento de todo esse processo é uma das chaves para compreender todo o funcionamento da CLA (Kailmal e Finnigan, 1994; Souza, 2011).

O efeito da rugosidade, em geral, reduz, mais rapidamente, a convecção forçada com o aumento da altura do que os efeitos do aquecimento em relação à convecção térmica. Dessa forma, durante o dia, a maior parte da camada exterior é dominada por convecção natural, envolvendo vórtices de tamanhos relativamente grandes, que são associados com térmicas e plumas de calor. A Figura 2.2-a esquematiza o fluxo de ar na camada externa. A mistura de materiais em suspensão (por exemplo, poeira, de poluentes, esporos, entre outros) é tão eficiente que a totalidade da camada é ocupada por uma névoa uniforme. Por essa razão, essa camada externa convectiva, durante o dia, é chamada de camada de mistura (Oke, 1987).

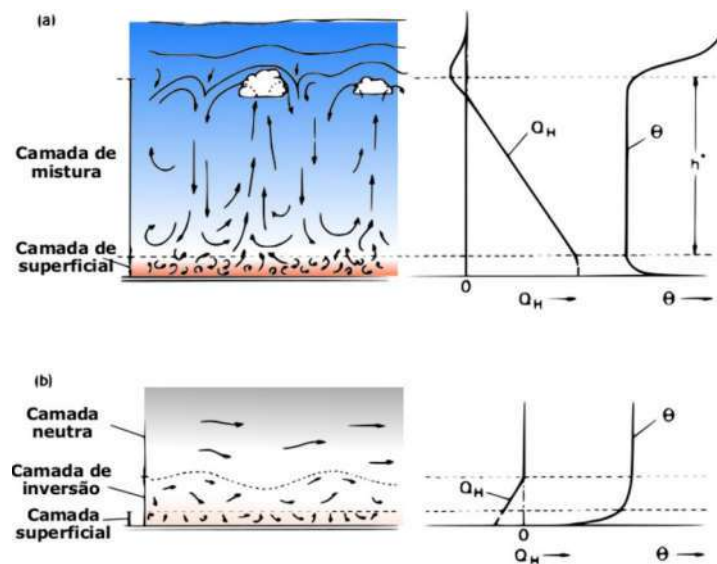


Figura 2.3: Representação do fluxo de ar na camada de mistura: a) camada de mistura diurna, associada com os perfis verticais de fluxo de calor sensível ( $Q_H$ ) e temperatura potencial ( $\theta$ ) ao passo de uma altura  $h^*$ ; b) condições da camada noturna estável. Fonte: Oke (1987)

A camada de mistura (CM) estende-se do topo da CLS até a extremidade da CLA, perfazendo em torno de 90% da espessura total da CLA. Em dias ensolarados, a convecção térmica e ventos fracos podem elevar a camada até 1 km ou 2 km acima da superfície. Entretanto, durante noites com ventos fracos e poucas nuvens no céu, a

espessura pode chegar a menos de 100 m, ou simplesmente não existir por completo (Oke, 1987 – pg. 66).

A turbulência na camada de mistura é, geralmente, conduzida por convecção, apesar de poder se formar uma iminente camada misturada em regiões de ventos fortes. As fontes de convecção desse sistema incluem a transferência do calor gerado pela superfície do solo aquecida e pelo resfriamento radiante a partir do topo da camada de nuvem. A primeira situação cria térmicas de ar quente saindo do chão, enquanto a segunda configuração gera térmicas de afundamento de ar frio do topo da nuvem (Stull, 1988). Ambos podem ocorrer simultaneamente.

Em dias inicialmente livres de nuvens, o crescimento da camada de mistura (CM) está relacionado ao aquecimento solar do chão. Começando cerca de meia hora após o nascer do Sol, a CM turbulenta começa a crescer em espessura. Essa primeira CM é caracterizada por uma intensa mistura em situação estaticamente instável, onde as térmicas de origem ar quente originam-se da superfície. O tamanho máximo da CM é atingida no final da tarde.

A principal fonte de turbulência da camada de mistura é o fluxo de calor sensível da superfície aquecida para atmosfera. Conforme a superfície aquece, formam-se bolsões de ar em um meio turbulento que empurram essa camada por meio de correntes ascendentes chamadas térmicas (Oke, 1987; Souza, 2011). Essas correntes são geradas pelo aquecimento desigual da superfície terrestre em decorrência da radiação solar ou por outro evento que provoque forte aquecimento, como queimadas ou emissões industriais. Um volume de ar ao se aquecer fica menos denso do que o ar adjacente, resultando na sua ascensão. À medida em que se eleva, o ar resfria-se em consequência da expansão gerada pela redução da pressão atmosférica com o aumento da altitude. A Figura 2.4 ilustra esse processo.

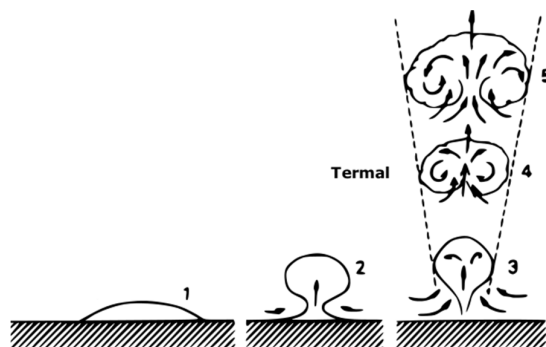


Figura 2.4: Estágios do desenvolvimento temporal de uma térmica (Oke, 1987).

Na camada de mistura, as propriedades climáticas apresentam pouca variação com altura, tal como ilustrado pelo perfil de temperatura diurna na Figura 2.3a. O perfil do fluxo de calor sensível apresenta uma diminuição aproximadamente linear com a altura, tornando-se quase zero na base de inversão (Oke, 1987).

A convecção é protagonista dos processos dominantes na atmosfera baixa. O principal regulador no que se refere ao tipo e extensão da atividade convectiva é a estrutura vertical de temperatura representada pelo conceito de condição de estabilidade. Oke (1987) apresenta a seguinte classificação para essas condições, baseada na movimentação do ar:

- instável - quando o aquecimento da superfície pela radiação solar e a transferência de energia da superfície para a atmosfera acontece majoritariamente por fluxos turbulentos de calor;
- neutra - quando tanto o processo de aquecimento como o de resfriamento são suficientes para modificar as características de turbulência de origem mecânica;
- estável - quando o resfriamento da superfície é suficiente para manter a estratificação térmica através da qual a turbulência realizará trabalho.

Cerca de meia hora antes do pôr do sol as térmicas cessam sua formação, pois o aquecimento da superfície é reduzido. Esse comportamento faz com que a turbulência na camada de mistura decaia, resultando em uma nova camada de ar chamada de camada residual. Nela, as variáveis meteorológicas da então extinta camada de mistura mantêm-se, mas a turbulência é menor. A maior parte da umidade da CLA fica retida nessa camada (Stull, 1988; Souza, 2011).

Durante a noite, a porção inferior da camada residual é transformada pelo contato com o solo na CLS. Nesse momento, essa camada encontra-se estatisticamente estável e com turbulências fracas. Devido a essa estabilidade, a turbulência é, em grande parte, limitada às camadas superficiais, sendo a convecção inteiramente de origem mecânica. A verdadeira CM não está presente, todavia transferências turbulentas retiram o calor das superfícies mais baixas de modo a formar uma camada de inversão (Figura 2b). As turbulências podem ficar tão fracas que as divergências nos fluxos radiativos começam a desempenhar um importante papel no perfil de temperatura. A parte superior da camada de inversão pode decompor-se, então, em oscilações ondulatórias.

Durante a noite, o fluxo de calor sensível é negativo devido à perda de energia radiativa da superfície. O ar estável tende a suprimir a turbulência, enquanto rajadas de vento tendem a criar turbulências. Dessa forma, a turbulência durante a noite ocorre na forma de pequenas explosões, que podem ocasionar misturas em toda a CLA. Durante os períodos não turbulentos, o fluxo passa a ser desacoplado da superfície.

O papel da CLA para vida humana pode ser colocado em perspectiva quando comparado com as características da atmosfera livre, como apresentado na Tabela 2.1 (Stull, 1988) .

Tabela 2.1: Comparação entre camada limite e atmosfera livre. Fonte: Stull(1988)

<b>Propriedade</b>	<b>Camada Limite</b>	<b>Atmosfera livre</b>
Turbulência	Turbulência quase contínua em toda sua profundidade	Turbulência em nuvens convectivas e turbulência de ar claro em camadas finas de grande extensão horizontal
Atrito	Forte arrasto contra a superfície terrestre e grande dissipação de energia.	Pequena dissipação viscosa
Dispersão	Rápida mistura turbulenta tanto na vertical quanto na	Pequena difusão molecular. Rápido

	horizontal	transporte horizontal provocado por vento médio.
Ventos	Velocidade de vento com perfil logarítmico	Ventos quase geotróficos
Transporte vertical	Domínio da turbulência	vento médio e cúmulos
Espessura	Varia no tempo e no espaço entre 100 m a 3 km. Oscilação diurna sobre o terreno.	Poucas variações. De 8 km a 18 km do pólo ao trópico. Variações temporais lentas.

### 2.1.2 A turbulência na CLA

A turbulência, comparada com outras escalas de movimentos meteorológicos, corresponderia à extremidade inferior. Assim, o estudo da CLA envolve processos na microescala, que possui escalas espaciais menores do que 3 km e escalas de tempo menores do que uma hora.

A característica transiente dos fenômenos micrometeorológicos inviabiliza descrições e previsões determinísticas de cada turbilhão individualmente. Dado esse aspecto, os micrometeorologistas desenvolveram três caminhos para explorar o assunto: métodos estocásticos, teorias de similaridade e classificações fenomenológicas (Stull, 1991; Souza, 2011).

Métodos estocásticos lidam com os efeitos estatísticos médios dos turbilhões, enquanto as teorias da similaridade envolvem o comportamento comum aparentemente apresentado por fenômenos empiricamente observados. Nos métodos fenomenológicos, as maiores estruturas em tamanho, tais como as térmicas, são classificadas e consideradas parcialmente determinísticas (Souza, 2011).

A micrometeorologia apóia-se fortemente em experimentos de campo, buscando conhecer mais sobre a camada limite. Infelizmente, a grande variedade de escalas envolvidas e a imensa variabilidade nos perfis verticais requerem uma grande variedade

de sensores, incluindo plataformas aéreas e sensores remotos. Os custos relativamente altos limita o alcance de muitos experimentos de campo.

#### **2.1.2.1 Escala de Kolmogorov**

Quando o fluxo de um fluido viscoso, tal como a atmosfera, excede um número crítico de Reynolds, o fluxo de laminar altera-se para um estado mais caótico chamado escoamento turbulento. Os movimentos turbulentos do ar são representados por um conjunto de vórtices tridimensionais, com várias escalas de tamanho. Essas variam entre uma escala maior  $L_0$ , chamada de escala externa de turbulência, e uma escala menor  $l_0$ , denominada de escala de Prandtl ou limite da cascata de Kolmogorov (Kaimal e Finnigan, 1994). A  $L_0$  representa a distância mínima sobre a qual a velocidade média de fluxo se altera em uma quantidade considerável. Da superfície até cerca de 100 m, assume-se que a escala externa cresce linearmente com a altura acima do solo. A escala interna  $l_0$  é, geralmente, da ordem de milímetros perto do chão, mas pode passar da ordem de centímetros na atmosfera superior.

O escoamento turbulento é composto por vórtices de diversos tamanhos, sobrepostos uns aos outros. Mesmo com a natureza aleatória desses fenômenos, alguns padrões podem ser estabelecidos por vias teóricas embasadas em métodos empíricos.

Dado as características da CLS, a dimensão dos vórtices tridimensionais que ocorrem nos escoamentos turbulentos varia nas escalas espacial e temporal, segundo a altura de referência. Quanto mais próximo da superfície terrestre, menor será o tamanho dos vórtices; logo, menores escalas devem ser consideradas. Essa redução seguirá até um limite, imposto pela viscosidade molecular. Em escalas muito pequenas, a viscosidade molecular torna-se muito efetiva, e os termos viscosos previnem a geração de escalas menores ainda, quando, então, a energia é dissipada antes que atinjam a escala molecular (Stull, 1988).

Nas escalas menores, as frequências de tempo aumentam. Assim, há uma tendência à isotropia e à homogeneidade em direção a maiores frequências. Toda a energia que gera  $l_0$  é transferida, sem dissipação, através do subintervalo inercial, até escalas menores (isotrópicas).

De muitos cientistas que trabalharam com turbulência, um dos nomes que mais se destaca é o do Andrei Nikolaevich Kolmogorov. Em um breve artigo publicado em



1941, ele estabeleceu a base para a nossa atual compreensão de turbulência como um sistema dinâmico.

Trabalhos anteriores a Kolmogorov apresentaram que um fluxo turbulento possui grandes vórtices que interagem com os fluxos médios, compreendendo a maior parte da energia cinética da turbulência, que se situam, por sua vez, na extremidade superior, em uma vasta gama de turbilhões menores que interagem de forma não-linear através de distintos mecanismos, tais como o estiramento dos vórtices. No limite inferior o equilíbrio implica que o trabalho do fluido contra as tensões viscosas dissipa a energia cinética, na mesma taxa em que é extraída a partir do fluxo médio pelos grandes vórtices (Wingard, 2015).

Kolmogorov discutiu, em seu trabalho, que os parâmetros que governam o movimento nas pequenas escalas devem incluir minimamente a taxa de energia de massa ( $\text{m}^2.\text{s}^{-3}$ ) e a viscosidade cinemática  $\nu(\text{m}^2.\text{s}^{-1})$ . Esses parâmetros, juntamente com uma análise dimensional, podem constituir as escalas de comprimento, tempo e velocidade características dos movimentos associados, conforme as Equações 2.1, 2.2 e 2.3, respectivamente (Kainal e Finnigam, 1992):

$$\lambda = \left( \frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4} \quad (2.1)$$

$$\tau = \left( \frac{\nu}{\varepsilon} \right)^{1/2} \quad (2.2)$$

$$g = (\nu\varepsilon)^{1/4} \quad (2.3)$$

Até o trabalho de Kolmogorov (1941), não havia qualquer conhecimento que unificava a dinâmica das turbulências nas escalas internas e externas. Em seu trabalho, postulou que essas escalas são governadas por dois parâmetros: taxa média de energia cinética por unidade de massa transferida de grandes turbilhões para os pequenos vórtices (cascata de energia) e viscosidade cinemática. Com esses princípios, possibilitou uma análise dimensional na totalidade do processo. Essa análise permite

definir a chamada subfaixa inercial<sup>2</sup>. Na atmosfera, a viscosidade não é importante, e o espectro de turbulência - amplitude média quadrática da velocidade das flutuações em função do número de onda - é determinado somente pela cascata de energia, ilustrada na Figura 2.5.

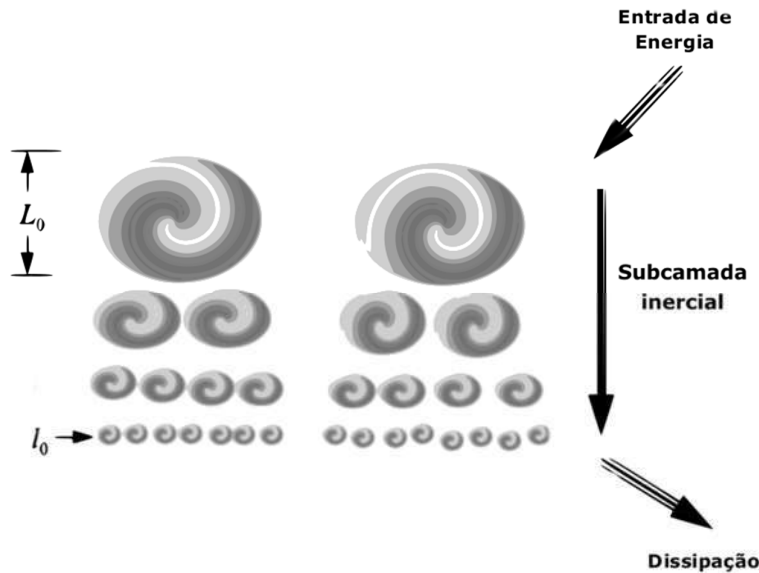


Figura 2.5: Esquematisação do espectro de turbulência (cascata de energia) descrita por Kolmogorov, onde  $L_0$  representa a escala externa e  $l_0$  indica a escala interna de turbulência.

A cascata de energia, exemplificada na Figura 2.5, é um processo no qual os vórtices turbulentos drenam energia do escoamento médio e a transferem para outros menores, e esses para outros menores ainda, e assim por diante. Trata-se de um processo contínuo de transferência de energia, que segue até que os efeitos viscosos dominem totalmente e que a energia cinética do movimento turbulento se dissipe na forma de calor (Stull, 1988; Wingaard, 2015).

A turbulência clássica refere-se, geralmente, a flutuações na velocidade. Contudo flutuações na velocidade do vento resultam da mistura de grandezas atmosféricas como temperatura, vapor de água, índice de refração, poluição do ar, entre outras. Essas quantidades são chamadas de escalares passivos, pois sua dinâmica pode ou não afetar a turbulência associada com as flutuações na velocidade. Em relação à propagação óptica em meios turbulentos, que é o foco deste trabalho e será estudada em detalhes no

<sup>2</sup> *Inertial subrange* (Wingaard, 2015).

próximo capítulo, a grandeza mais importante será a flutuação no índice de refração, que se refere à turbulência óptica.

#### **2.1.2.2 Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov – TSMO**

Depois de A. M. Obukhov (Obukhov, 1949) encontrar a escala universal para os processos de troca na camada superficial em 1946, seguiu a teoria da similaridade por Monin e Obukhov (1954), resultante da análise dimensional e da aplicação do teorema  $\pi$  de Vashy-Buckingham. Essa teoria foi o ponto inicial para a micrometeorologia moderna, incluindo o desenvolvimento de novos aparelhos de medições e a realização de vários experimentos importantes (Foken, 2006). Nos próximos parágrafos, serão abordados os fundamentos estabelecidos por essa teoria.

A teoria da similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) forneceu a base para o gradiente vertical na CLS. O princípio dessa teoria partiu da análise dimensional e do teorema denominado de Pi-Buckingham, por vezes denominado também de Darcy-Buckingham ou Vashy-Buckingham, que descreve os grupos adimensionais de um problema físico. O teorema diz que, se é possível identificar  $m$  parâmetros que regem a variável dependente, e se  $n$  é o número de dimensões básicas representadas por ela e pelos parâmetros que a regem, então (Wingaard, 2015):

- existirão fisicamente  $m - n$  grupos adimensionais independentes a serem formados. Entende-se por quantidade independente uma grandeza que não pode ser obtida por combinação linear;
- a relação entre os  $m - n$  grupos adimensionais é estabelecida empiricamente por meio de experimentos.

Identificar as variáveis que regem um determinado fenômeno físico requer uma elevada compreensão da física do problema, além de uma boa intuição, critérios que Monin e Obukhov dispuseram com excelência na elaboração de sua teoria. O mais importante feito foi a aplicação do teorema  $\pi$  de Vashy-Buckingham ao problema da distribuição na CLS. A TSMO somente se aplica na CLS (10% da CLA).

### 2.1.2.3 O comprimento de Obukhov

Obukhov (1946) assumiu que os parâmetros  $g/T_0$ , sendo  $g$  a aceleração da gravidade e  $T_0$  a temperatura da superfície, a velocidade de atrito  $v_*$ , e  $q/(C_p\rho)$ , sendo  $q$  o fluxo dinâmico ( $\text{W.m}^{-2}$ ) do calor,  $C_p$  o calor específico à pressão constante e  $\rho$  a massa específica do ar, podem descrever a turbulência na CLS sobre uma superfície rugosa. Todos os símbolos e equações adotados aqui estão de acordo com o trabalho original. Dessa forma, é adotada a temperatura do ar seco e não a temperatura potencial ou virtual, como se utiliza atualmente. No artigo, o parâmetro adimensional de comprimento é estabelecido, o que torna possível descrever esses processos mediante o comprimento de Obukhov ( $L$ ) dado por

$$L = -\frac{v_*^3}{k \frac{g}{T_*} \frac{q}{C_p \rho}} \quad (2.4)$$

sendo  $k$  a constante de Von Kármán ( $k \approx 0,4$ ). Na CLS, os fluxos verticais podem ser assumidos como constantes. A definição dos fluxos do ponto de vista estatístico é

$$q = \overline{w't'} \quad (2.5)$$

para o fluxo de calor sensível, enquanto

$$\delta = -\rho \overline{v'\omega'} \quad (2.6)$$

é empregado para o fluxo de momento, sendo ( $u^*$ ) o valor de fricção:

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (2.7)$$

em que  $T'$  é a flutuação de temperatura,  $\omega'$  é a flutuação da componente vertical do vento,  $v'$  é a flutuação da velocidade do vento, e  $\tau$  é a norma do tensor tensão de cisalhamento. Como a nomenclatura de  $L$  foi definida por Monin-Obukhov (1954), essa escala de comprimento ficou conhecida por comprimento de Monin-Obukhov. Entretanto, depois da reimpressão de Obukhov (1946) em um artigo da *Boundary-Layer Meteorology*<sup>3</sup> de 1971 (Businger e Yaglom, 1971), o termo comprimento de Obukhov tornou-se mais apropriado, embora nem sempre seja utilizado (Foken, 2006). Neste trabalho, optou-se pela segunda nomenclatura.

Destaca-se aqui um pouco do contexto histórico em que se fundamentaram esses conceitos. Como apresenta Businger e Yaglom(1971), A. M. Obukhov, na época com 25 anos, apresentou uma introdução do seu trabalho em 1943. No entanto, devido a Segunda Guerra Mundial, que devastou a Europa e a União Soviética (URSS) entre os anos de 1938 a 1945, o estudo só foi publicado em 1946. Mesmo assim não dispôs de muita visibilidade devido ao periódico no qual foi divulgado não ser muito difundido, tratando-se, mais especificamente, do primeiro número da revista científica *Trudy Instituta Teoreticheskio Geofiziki UN SSSR* (“Trabalhos do Instituto de Geofísica teórica, Acad. Sci URSS, No. 1). Assim, sem o auxílio de técnicas de duplicação modernas, o artigo foi condenado à obscuridade desde o princípio, sendo poucos os cientistas fora da União Soviética que estavam cientes do trabalho. Na década de 70 do século XX, boa parte das informações contidas nesse artigo já eram conhecidas pela comunidade científica, sendo obtidas ou a partir da fonte original ou a partir de estudos independentes, consolidando-se, assim, esta publicação como uma contribuição verdadeiramente clássica para qualquer estudioso da camada limite atmosférica (Foken, 2006).

Obukhov (1946, apud Foken, 2006) propôs que a medida absoluta da tensão de cisalhamento por covariância dos vórtices turbulentos (*eddy covariance*), através da Equação 2.3, é de fundamental importância para estudos da camada superficial e para controle de métodos indiretos, como abordagem do perfil. Um exemplo é o anemômetro de fio quente, desenvolvido por Konstantinonov em base dessa premissa para medir a velocidade de fricção do ar.

O comprimento de Obukhov ( $L$ ), tipicamente entre 1 m e 200 m, indica a altura em que a produção mecânica e a produção térmica de turbulência são similares em

---

<sup>3</sup> Publicação científica voltada para estudos da física, química e dos processos biológicos da camada limite da atmosfera - ISSN: 0006-8314

magnitude. A importância relativa varia conforme a dimensão de  $L$ , de forma que a turbulência gerada pelo cisalhamento prevalece em relação à turbulência gerada por empuxo em pontos próximos à superfície ( $z \ll |L|$ ,  $z$  sendo a altura acima da superfície). Em contrapartida, os efeitos relacionados ao empuxo podem dominar a produção e dissipação de turbulência em pontos distantes da superfície ( $z \gg |L|$ ). O grupo  $z/L$  é uma importante variável adimensional para caracterizar os regimes de produção e dissipação de turbulência na CLS (Arya, 2001); por essa razão, é chamado de “parâmetro de estabilidade” ( $\xi = z/L$ ).

As regiões próximas à superfície, onde  $z \ll |L|$ , podem ser conhecidas também como subcamada dinâmica da CLS. Essa faixa é caracterizada como sendo a parte da CLS onde os efeitos de estratificação<sup>4</sup> da densidade e a produção convectiva de turbulência são desprezíveis diante da produção mecânica (Dias, 1994). Esse fato significa que o parâmetro de fluabilidade ou força de empuxo ( $g/T_0$ ) não entra na lista das variáveis que determinam as características da turbulência, as quais ficam, então, reduzidas aos fluxos cinemáticos de quantidade de movimento,  $\overline{w'u'}$ , e da temperatura virtual,  $\overline{w'T'}$ .

#### 2.1.2.4 Teoria da similaridade de Monin-Obukhov

Usando o teorema de Pi-Buckingham (Stull, 1989) para perfis de vento e de temperatura, Monin e Obukhov (1954) afirmaram que os grupos adimensionais corretos para representar os gradientes de vento na superfície e o gradiente de temperatura são, respectivamente

$$\Pi_0 \equiv z / L$$

$$\Pi_{1v} \equiv \left( \frac{k z}{u_*} \right) \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (2.8)$$

---

<sup>4</sup> Existência ou formação de distintas camadas em um perfil devido à variação de temperatura.

$$\Pi_{1T} \equiv \left( \frac{k z}{T_*} \right) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (2.9)$$

com:

$$T_* = - \frac{\overline{w' T'}}{u_*} \quad (2.10)$$

em que  $T^*$  é a temperatura dinâmica. Ambos os grupos adimensionais estão em função somente da força de empuxo ( $g/T_0$ ), da velocidade ( $v_*$ ), do calor cinético ( $q/(C_p \rho)$ ) e da altura  $z$ .

Nesse contexto, apenas um grupo adimensional é utilizado:  $\Pi_0 = z/L$ . A relação funcional entre os grupos  $\Pi_0$ ,  $\Pi_{1T}$  e  $\Pi_{1v}$  pode ser estabelecida empiricamente resultando:

$$\left( \frac{k z}{v_*} \right) \frac{\delta \bar{v}}{\delta z} = \varphi_m(z/L) \quad (2.11)$$

$$\left( \frac{k z}{T_*} \right) \frac{\delta \bar{T}}{\delta z} = \varphi_T(z/L) \quad (2.12)$$

sendo  $\varphi_m$  e  $\varphi_T$  as funções universais obtidas por experimento, também chamadas gradientes adimensionais de  $v$  e  $T$  respectivamente.

Monin e Obukhov(1954) desenvolveram, inicialmente, as funções universais empíricas modelando-as em séries de potência, isto é:

$$\varphi(\xi) = a_1 + b_1 \xi^{c_1} \quad (2.13)$$

onde  $a_1$ ,  $b_1$  e  $c_1$  são constantes universais que se ajustam por dados empíricos. Em 1954, os dados de base ainda eram insuficientes para determinar esses parâmetros com exatidão maior, o que foi realizado na década de 1970 por Bussinger *et al.* (1971).

No caso de estratificação fortemente instável,  $z/L \ll -1$ , assume-se que a função é:

$$f(\xi) \approx C(\xi)^{-1/3} + C \quad (2.14)$$

onde  $C$  é uma constante, de forma consistente ao limite assintótico da teoria de similaridade de Monin-Obukhov para  $\xi \rightarrow -\infty$ .

Obukhov (1960) derivou funções de similaridade de forma consistente com Monin e Obukhov (1954) para a função estrutura da temperatura na CLS, como expresso a seguir:

$$C_T^2 \approx (\overline{\omega'T'})^{4/3} \left( \frac{g}{T_0} \right)^{-2/3} (z)^{-4/3} \quad (2.15)$$

Essa função de estrutura na CLS é de fundamental importância para obtenção de fluxos de calor a partir de dados de cintilação na parte superior da CLS, como será detalhado no próximo capítulo.

#### 2.1.2.5 Funções universais.

Depois do desenvolvimento da teoria de similaridade para camada superficial, a comunidade científica concentrou esforços para determinar os parâmetros das funções universais na CLS. As funções mais adotadas foram propostas por Businger *et al.* (1971), com base no experimento realizado no sudoeste do Kansas, EUA:

$$\varphi_m(z/L) = (1 - 15\xi)^{-1/4}, \quad -1 < \xi < 0 \quad (2.16)$$

$$\varphi_m(\xi) = (1 + 4,7\xi), \quad 0 < \xi < 1 \quad (2.17)$$

$$\varphi_T(\xi) = 0,74(1 - 9\xi)^{-1/2}, \quad -1 < \xi < 0 \quad (2.18)$$

$$\varphi_T(\xi) = 0,74 + 4,7\xi, \quad 0 < \xi < 1 \quad (2.19)$$

válidas, formalmente, para  $-1 \leq \xi \leq +1$ .



O comprimento de Obukhov foi definido, inicialmente, para o ar seco, nos trabalhos de Obukhov (1946) e Monin e Obukhov (1954). Fisicamente, o uso da temperatura virtual  $T_v$  é mais apropriado para o ar úmido tropical. No entanto, a temperatura adotada deve ser a temperatura potencial virtual para tornar o comprimento Obukhov independente da altura de medição (Businger, 1988).

$$L = \frac{u_*^3}{k \left( \frac{g}{\Theta_{v0}} \right) \left( \frac{\omega' \Theta'_v}{c_p \rho_d} \right)} \quad (2.20)$$

### 2.1.3. Balanço de energia na superfície terrestre

Os processos de ocorridos na CLA tem como fonte primária a energia provinda do Sol. Se fosse possível acompanhar um feixe de radiação eletromagnética até o ponto da superfície onde se converte em outras formas de energia, inicialmente, ter-se-ia um longo caminho praticamente sem perturbações até a chegada na atmosfera terrestre. A partir desse ponto, surgiria uma gama de alternativas possíveis para a energia. As primeiras alternativas levariam a radiação solar a ser absorvida ou refletida pela atmosfera terrestre. As demais constituiriam o destino da radiação que alcançasse a superfície terrestre. Os caminhos tomados por esse segundo grupo serão abordados agora.

O fluxo de uma propriedade em uma dada direção é definido como a quantidade por unidade de tempo que passa por uma respectiva área e direção, sendo as unidades de fluxo, no sistema internacional (SI),  $J.s^{-1}.m^{-2}$  ou  $W.m^{-2}$  (Oke, 2001). Com base nessa definição, a radiação eletromagnética que atinge a superfície terrestre é estudada a partir de fluxos de energia e radiação. A Figura 2.7 exemplifica esse processo.

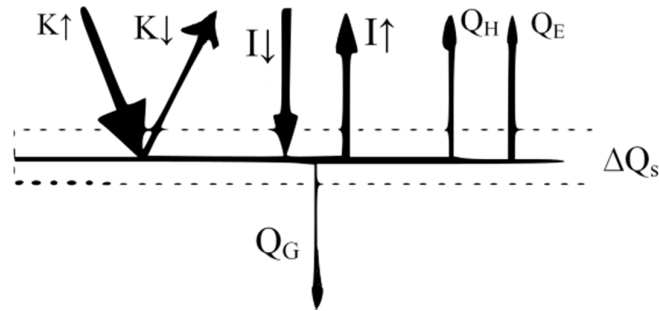


Figura 2.7: Diagrama da radiação e fluxos de energia na superfície terrestre. K é a radiação de ondas curtas originárias do Sol, e I é o fluxo da radiação de ondas curtas (as setas “↑↓” indicam o sentido do fluxo). Complementando, Q<sub>H</sub>, Q<sub>E</sub> e Q<sub>G</sub> representam os fluxos de calor sensível, latente e condutivo do solo, respectivamente. Q<sub>s</sub> é a energia armazenada no ar, no solo ou nas plantas Fonte: Fokken (2006b).

A superfície terrestre é a principal área de transferência de energia para os processos atmosféricos (Foken, 2006b). Conforme apresenta a Figura 2.7, ela é aquecida pela radiação de ondas curtas originárias do Sol ( $k\downarrow$ ), mas apenas parte dessa radiação é refletida para superfície ( $K\uparrow$ ). Além disso, a superfície absorve a radiação de ondas longas emitidas pelas nuvens, partículas e gases ( $I\downarrow$ ). A superfície da Terra também emite radiação de onda longa, que segue em direção à atmosfera ( $I\uparrow$ ). O saldo líquido de radiação ou irradiância líquida ( $R_n$ ) pode ser representada pela Equação 2.21.

$$R_n = K\uparrow + K\downarrow + I\uparrow + I\downarrow \quad (2.21)$$

Em geral, durante o dia, no balanço de energia (relação entre o que chega na superfície e o que sai), o saldo líquido do fluxo radiativo, a Terra recebe mais radiação do que emite. Grande parte da energia excedente retorna para a atmosfera por meio de dois fluxos convectivos de energia, o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE). Outra parte dessa energia é transportada por difusão molecular no solo, fluxo de calor no solo (G), ou fica armazenada em plantas, edifícios, entre outros objetos (Q). O fluxo de calor sensível é responsável por aquecer a atmosfera localizada logo acima da superfície (primeiros 100 m), durante o dia, assim como a absorção da radiação infravermelha pelo vapor de água e pelo ozônio (O<sub>3</sub>) na atmosfera.

O balanço de energia na superfície (BES), conforme a lei da conservação de energia, é representado na Equação 2.22 na forma

$$R_n = H + LE + G + Q \quad (2.22)$$

Por convenção, a radiação e os fluxos de energia são considerados positivos se fluírem da superfície para a atmosfera ou para o solo. Caso contrário, se o fluxo ocorrer no sentido da superfície, será negativo. A vantagem dessa convenção é que todos os fluxos turbulentos e o fluxo de calor no solo são representados como positivos ao meio-dia. No entanto, essa convenção não é usada de maneira uniforme na literatura. Muitas vezes, todo fluxo que se direciona verticalmente para cima é assumido como positivo (Stull, 1988). Nesse caso, o fluxo de calor no solo será negativo, como também o saldo líquido de radiação.

A Figura 2.8 apresenta as componentes do balanço de energia para um dia sem nuvens. A presença de nuvens pode produzir variações nesse balanço, bem como alguns processos meteorológicos.

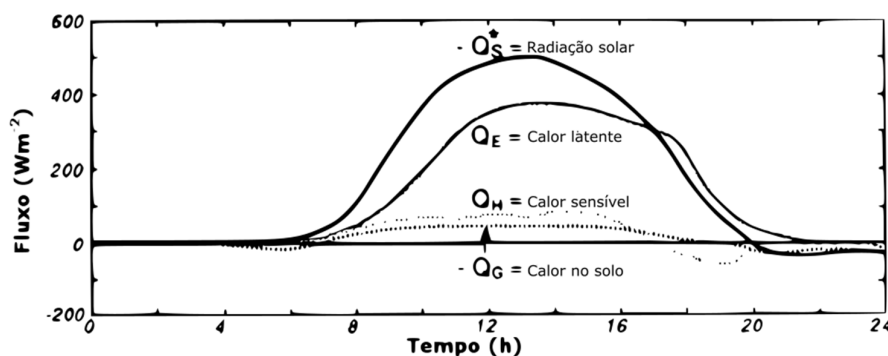


Figura 2.8: Ciclo diário do balanço de energia típico de uma superfície plana, bem vegetada na qual a razão de Bowen ( $\beta = H/LE$ ) é menor que 1. Fonte: Foken (2006)

Como visto na Figura 2.8, para uma superfície vegetada típica no verão, o fluxo de calor latente é destino da maior parte da radiação solar que atinge a superfície terrestre. Por essa razão, a estimativa do fluxo de calor latente (evapotranspiração) é essencial para sistemas de irrigação, estudo de perdas em reservatórios de água, cálculo do balanço hídrico, desenvolvimento de prognósticos de escoamento superficial e

aplicações em estudos meteorológicos e climáticos (Paiva, 2012). Essa situação faz com que essa variável seja muito importante para pesquisas em recursos hídricos.

## **2.2 Propriedades ópticas da atmosfera**

A radiação eletromagnética propaga-se livremente pelo espaço sideral, sofrendo pouca ou quase nenhuma interferência em suas propriedades físicas. No entanto, quando a luz solar adentra a atmosfera do planeta Terra, interage com esta, sendo absorvida, refletida ou desviada de seu caminho de propagação original. O entendimento de como a luz interage com a atmosfera faz-se necessário para a compreensão das técnicas de cintilometria para medição do fluxo de calor sensível.

Nesta seção, será discutido qual são esses efeitos, iniciando-se pela atmosfera livre. Sobre a superfície terrestre, no âmbito da CLS, as trocas de calor entre o planeta e a atmosfera provocam uma série de vórtices turbulentos, associados a flutuações de densidade do ar que influenciarão a propagação da luz. Assim, neste trabalho, será analisada sobretudo a transferência de radiação em meio turbulento.

O estudo das propriedades óticas em meio turbulento aqui apresentado baseiam-se nas funções estrutura. Por meio delas, é possível relacionar as flutuações de umidade, pressão e temperatura do ar, associadas aos fluxos turbulentos, com o fator de refratividade. Essas relações, expressas pela teoria de similaridade de Monin – Obukhov, são essenciais para estimação do fluxo de calor sensível a partir da cintilação óptica.

### **2.2.1 Efeitos da atmosfera na propagação de uma onda eletromagnética**

Sabe-se que a chuva, neve, cristais de gelo, granizo, fumaça, poluição do ar, entre outros processos físicos, são fenômenos atmosféricos que afetam a visibilidade de objetos que estão distantes do observador. Alguns desses fatores podem afetar diferentemente a radiação eletromagnética que se propaga pela atmosfera, dependendo do comprimento de onda.

Uma vez que a radiação eletromagnética é gerada, ela se propaga através da atmosfera da Terra quase à velocidade da luz no vácuo. Ao contrário do vácuo, no qual

nada acontece, porém, a atmosfera pode afetar não apenas a velocidade da radiação como também seu comprimento de onda, sua intensidade e sua distribuição espectral (Jensen, 2007). Em sua maior parte, esses efeitos são consequência da variação de densidade do meio no qual a luz se propaga e de partículas (aerossóis) que existem em suspensão na atmosfera.

Os três principais efeitos atmosféricos que afetam a propagação de uma onda óptica são a absorção, o espalhamento e a cintilação (turbulência óptica associada a flutuações do índice de refração). A absorção e o espalhamento por gases, gotas, cristais de gelo ou aerossóis produzem, principalmente, atenuações da intensidade da luz. As cintilações estão associadas a flutuações nas intensidades das irradiações, distorções no feixe, perda da coerência espacial, entre outros efeitos. Esses efeitos podem prejudicar a aplicação direta da luz visível na comunicação óptica e no sensoriamento remoto (por exemplo, em radares, laser ou em qualquer outra aplicação que requer a transmissão de luz através da atmosfera) (Andrews, 2001).

#### **2.2.1.1 Absorção e espalhamento**

A absorção é o processo pelo qual a energia radiante é convertida em outras formas de energia (Jensen, 2007). Ocorre quando a energia incidente de mesma frequência ressonante de um átomo ou molécula é absorvida, produzindo um estado excitado. Se em vez de reirradiar um fóton do mesmo comprimento de onda, a energia é reirradiada em um comprimento de onda maior.

A absorção atmosférica dá-se em função do comprimento de onda. Por exemplo, absorção de  $O_2$  e  $O_3$  elimina essencialmente a radiação de comprimento de onda  $0,2 \mu m$ , porém há pouca absorção para comprimentos de ondas visíveis ( $0,4 \mu m$  a  $0,7 \mu m$ ), fazendo com que essas se transmitam efetivamente bem. Porções do espectro que transmitem a energia radiante com eficiência são chamadas de janelas atmosféricas.

O espalhamento da radiação pelas partículas finas da atmosfera também é responsável por atenuações nos feixes luminosos. Ela ocorre devido à mudança da direção que a radiação eletromagnética sofre ao transitar por diferentes densidades de luz. Quando o desvio que a luz sofre no meio é imprevisível, chama-se de espalhamento ou dispersão; quando é previsível, chama-se de refração.

Assim como a absorção, o espalhamento é também dependente do comprimento de onda  $\lambda$ . No caso das ondas ópticas, um fenômeno importante é o chamado espalhamento de Rayleigh (ER), nome em homenagem ao físico Lord Rayleigh, pioneiro no detalhamento desse processo. Ele ocorre quando o diâmetro efetivo de pequenas partículas da atmosfera, como moléculas do ar ou neblina, é menor que determinados comprimentos de onda. Em comprimentos de ondas menores que 1  $\mu\text{m}$  (particularmente entre espectro visível e ultravioleta), é bastante presente, bem como em elevadas altitudes (Tempfli *et al.*, 2001). O principal exemplo desse fenômeno é a coloração azul do céu. Visto que a cor azul corresponde aos menores comprimentos de onda dentro do espectro do visível, ela é a cor que mais se espalha quando a luz solar adentra a atmosfera, atribuindo, assim, cores azuladas ao céu. Tal como explica Jensen (2007), o ER também é responsável pelo vermelho do pôr do Sol. Como a atmosfera é uma fina concha de ar que cerca gravitacionalmente a Terra sólida, a luz solar é obrigada a passar por um caminho inclinado mais longo de ar ao entardecer (e ao amanhecer) do que ao meio-dia. Assim os comprimentos de onda do violeta e do azul são espalhados em sua totalidade, tornando-se visível, ao olho humano, apenas o resíduo do feixe de luz, ou seja, os comprimentos de onda de luz branca que são menos espalhados, especialmente o laranja e o vermelha, como apresenta a Figura 2.9.

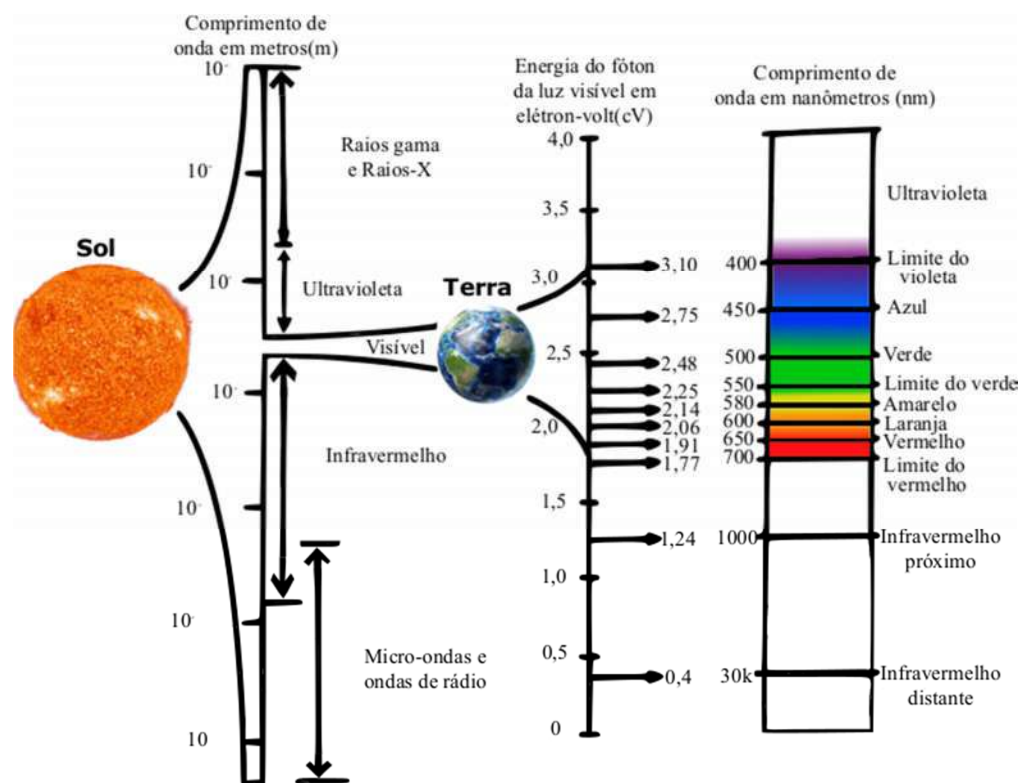


Figura 2.9: Espectro eletromagnético e a energia do fóton de luz visível. O Sol produz um espectro contínuo de radiação, desde raios gama até ondas de rádio, que banha continuamente a Terra com energia. Fonte: Jensen (2009)

Em relação às moléculas de ar, o espalhamento praticamente nem existe em comprimentos de ondas maiores. No caso de espalhamento devido às partículas de tamanho comparável ao comprimento de onda da radiação, dá-se o nome de espalhamento Mie. O tamanho real das partículas pode variar de 0,1 a 10 vezes o comprimento de onda (Jensen, 2007), para as quais os maiores comprimentos de onda podem ter seu espalhamento descrito por modelos de geometria óptica. Diferente do ER, a dispersão por partículas de dimensão comparável a ou maior do que o comprimento de onda da radiação não é concentrado na direção à frente e atrás da direção incidente.

Absorção e espalhamento são frequentemente relacionados ao coeficiente de extinção, como descreve Konecny (2003). A transmissão atmosférica é inversa ao coeficiente de extinção e à espessura da camada. Dessa forma, alguns comprimentos de onda sofrem os efeitos da absorção e do espalhamento, como é o caso do infravermelho e de ondas com o comprimento menor que o espectro visível.

### 2.2.1.2 Cintilação

A cintilação é um fenômeno no qual a interferência da turbulência atmosférica causa flutuações na potência ótica, fazendo com que a intensidade e a direção incidente do sinal de luz oscile (Andrews, 2001). Um exemplo conhecido desse processo são estrelas que cintilam no céu durante a noite, uma evidência de turbulência na camada limite estável e na camada residual.

A cintilação é causada por refrações<sup>5</sup> anômalas no meio percorrido pela onda óptica. Essas flutuações são consequência de flutuações da densidade, em pequena escala, na densidade ou massa específica do ar, que, em grande maioria, está relacionado aos gradientes de temperatura, umidade e pressão. O fenômeno de cintilação é de interesse em áreas como astronomia, comunicação e meteorologia. Em ambas, o fenômeno pode estar vinculado à degradação de dados e à possibilidade de estimar a intensidade dos fenômenos que provocam a degradação do sinal.

### 2.2.2 Propagação de ondas óticas em meio turbulento

Uma consideração inicial levantada por Strohbehn (1990) para estudos da propagação de um feixe de radiação visível através da atmosfera turbulenta é a concepção do sistema óptico. O projeto considera a forma com que a radiação visível se dispersa na atmosfera. Por exemplo, as flutuações no índice refrativo da atmosfera é de importância neste trabalho, onde o espalhamento direto (“*forward scatter*”) domina sobre a contribuição do retroespalhamento (“*backscatter*”). Neste trabalho, restringe-se o escopo do trabalho à abordagem da propagação óptica geométrica. O receptor fica totalmente à vista do transmissor, de modo que, na ausência de turbulência atmosférica, o sinal recebido pelo receptor apresentaria intensidade constante no tempo, com um valor determinado pela geometria de propagação desde o transmissor, mais efeitos da difração e da dispersão que aumenta com o quadrado da distância. A atmosfera entre a fonte e o receptor produz flutuações espaciais e temporais na irradiância recebida, bem

---

<sup>5</sup> Mudança de direção de uma onda ao atravessar dois meios com diferentes índices de refração.



como tem efeitos sobre outros parâmetros das ondas, tais como a fase, o ângulo de chegada e frequência, devido a flutuações estocásticas no índice de refração atmosférica ao longo do caminho óptico.

No caso do presente estudo, as flutuações no índice refrativo decorrem dos efeitos da turbulência atmosférica, imediatamente acima do solo, sobre a radiação de um feixe de luz que se propaga na linha de visão direta de um transmissor ao receptor, como representado na Figura 2.10. Há duas áreas em que esse sistema possui grande relevância. Uma é a comunicação cujo interesse originou-se pelo grande potencial do transporte de dados via um sinal óptico em espaço livre (FSO), esquematizado na Figura 2.10. Nesse contexto, a atmosfera causa ruídos que degrada a desempenho do sistema, sendo algo a ser superado. Em contraste, esse sistema é explorado no estudo da turbulência atmosférica por sensoriamento remoto. Neste caso, as flutuações produzidas pela atmosfera no sinal óptico geram informações sobre ela em si. Por exemplo, dependendo o comprimento de onda ( $\lambda$ ) utilizado, o mesmo esquema pode ser usado para medir a concentração de gases poluentes na atmosfera. Dado o escopo do trabalho, a discussão desenvolvida será restringida ao uso de ondas ópticas para obtenção dos fluxos de calor.



Figura 2.10: Esquema de um enlace FSO. Fonte: Rodrigues (2011)

Nesta seção, os efeitos no sinal óptico devido à absorção ou espalhamento por aerossóis não serão discutidos, considerando-se apenas os efeitos gerados por flutuações na temperatura do meio. Alterações no índice refrativo causadas por flutuações na temperatura comportam-se, normalmente, como funções aleatórias de espaço e tempo (Clifford, 1990, in Strohbehn), auxiliando, assim, o entendimento desses efeitos. Uma região de alto ou baixo índice refrativo é, muitas vezes, vista como um vórtice ‘eddy’, que pode se comportar como uma lente. Assim, o escoamento turbulento da atmosfera pode ser visto como um sistema óptico com um grande número de lentes aleatórias, tendo diferentes formas e escala, que se movimentam aleatoriamente na CLA.

### 2.2.2.1 Função estrutura

Nos problemas relacionados à propagação de uma onda eletromagnética, a forma com que a onda se propaga pode ser classificada como determinística (geométrica) ou aleatória. Um grande número de pesquisas é realizado com uma abordagem determinística, como o funcionamento de antenas de transmissão, ondas guiadas, propagação em duto fechado, entre outras. Entretanto, meios naturais variam aleatoriamente no tempo e no espaço, tornando inviável esse tipo de abordagem, pois as ondas eletromagnéticas na medida em que se propagam através da atmosfera, tal como o meio, variam aleatoriamente em amplitude e fase. Neste caso, a propagação é descrita com uma abordagem estocástica, em termos de médias estatísticas e funções de densidade de probabilidade (Ishimaru, 1978).

Tatarski (1961) foi pioneiro na descrição de fluxos de ondas em meios turbulentos, sendo referência para diversos estudos posteriores (Wang *et al.*, 1978; Clifford e Lawrence, 1974; Hill e Ochs, 1978). Em seu trabalho, afirma que alguns processos aleatórios podem ser descritos com uma significativa acurácia por meio de funções aleatórias estacionárias, ou seja, que se desenvolvem no tempo ao redor de uma média.

Um exemplo de tal processo é a tensão flutuante que surge em uma resistência em estado de equilíbrio termodinâmico com seu entorno. Contudo um processo aleatório pode não se comportar de forma estacionária, como é o caso das variáveis meteorológicas. Por exemplo, quando a força do vento aumenta gradualmente os valores médios de velocidades, em qualquer ponto, também aumenta a velocidade; neste caso, então, a velocidade do vento não é um processo estacionário. Essa questão fenomenológica conduz a uma abordagem estatística do problema da turbulência. Do ponto de vista estatístico, o escoamento pode ser homogêneo (com estatística invariante por translação) ou isotrópico (com estatística invariante por rotação).

Na CLA, outras variáveis atmosféricas também sofrem mudanças em seus valores médios, como é o caso da velocidade do vento, da temperatura, da pressão e da umidade relativa do ar. Essas variáveis são descritas em termos de campos vetoriais e escalares modeladas por funções aleatórias. Funções aleatórias, como escreve Cordeiro (2008), são especificadas pelos resultados de observação e podem apresentar diferentes valores

quando a observação é repetida várias vezes; logo, devem ser descritas em termos de suas quantidades estatísticas (médias, variância, estrutura, entre outras medidas).

É possível fazer uma analogia das funções aleatórias com as variáveis aleatórias discretas. Por exemplo, uma variável aleatória discreta  $X$  pode assumir os valores discretos  $x_i$  com probabilidade  $p_i$  de um espaço amostral  $S = \{x_1, \dots, x_n\}$ . Uma função  $f(t)$  será considerada aleatória se existe certa probabilidade de que ela coincida com uma das realizações de um dado conjunto de funções  $f_\alpha(t)$ , ou seja, o espaço amostral. Por exemplo: seja a função  $f(t) = e^{-\alpha t}$ , onde  $\alpha$  é uma variável aleatória uniformemente distribuída sobre o intervalo  $(0,1)$ . Se a cada experimento que for realizado (registro), nas mesmas condições, obtém-se uma curva diferente que pertence ao conjunto  $f(t)$ , então, pode-se dizer que  $f(t)$  é uma função aleatória. Se a saída do experimento é sempre igual, isto é, sempre produz a mesma curva, então  $f(t)$  é determinística e não aleatória. Por outro lado, na teoria do caos, trajetórias aleatórias podem ser produzidas por fenômenos determinísticos descritos por sistemas dinâmicos.

Em uma análise contínua dessas variáveis, surgem algumas questões como, por exemplo, quais mudanças na função característica do processo geram uma mudança considerável no valor médio da função e quais mudanças são apenas flutuações naturais no caso de variáveis meteorológicas. Tatarski (1961) afirma que as características de uma função aleatória, como o erro médio quadrático, a correlação temporal, a forma da função de correlação e a densidade espectral, muitas vezes, dependem das respostas dessa questão. Para contornar tal problema, sugere o uso de funções estrutura.

A primeira menção dessas funções foi realizada por Kolmogorov (1941). O autor considerou a variação no tempo de duas velocidades em dois pontos do espaço separados por um vetor de deslocamento  $r$ . Dessa forma, percebeu que o erro médio quadrático das velocidades pode ser descrito por um modelo universal aplicável a uma vasta gama de escalas. A esse modelo, chamou de função de estrutura, mostrada na Equação 2.27 como

$$D_f(\tau) = \overline{[f(t+\tau) - f(t)]^2} \quad (2.23)$$

onde o valor de  $D_f(\tau)$  caracteriza a estrutura estatística da intensidade das flutuações de  $f(t)$  com períodos que são menores que ou compatíveis com  $\tau$ ;  $f(t)$  é uma função aleatória não estacionária, e  $\tau$  é a escala espacial (ou intervalo temporal).

A partir da Equação 2.23, Kolmogorov derivou o parâmetro de estrutura ao considerar que  $\tau$  se encontra no subdomínio inercial da turbulência atmosférica. Essa constante é altamente utilizada para indicar estruturas de pequenas escalas de turbulência em estudos de propagações de ondas (Kaimal e Finnigan, 1994; Friehe *et al.*, 1975). As Equações 2.24 e 2.25 apresentam a definição do parâmetro de estrutura no subintervalo inercial.

$$D_f(\tau) = \overline{[f(x+\tau) - f(x)]^2} = C_f^2 \tau^{2/3} \quad l_0 < \tau < L_0 \quad (2.24)$$

Logo, tem-se

$$C_f^2 = \overline{[f(x+\tau) - f(x)]^2} \tau^{-2/3} \quad (2.25)$$

onde  $C_f^2$  é uma constante de estrutura,  $f$  é uma variável que segue a escala de turbulência, e  $\tau$  é a distância que separa duas medições de  $f$  ao longo do eixo  $x$ . Essas equações são válidas para valores de  $\tau$  entre a microescala de turbulência,  $l_0$ , e a escala externa de turbulência,  $L_0$ , apresentadas no item 2.1.2.1. O  $l_0$  é da ordem de milímetros (escala de Prandtl), enquanto  $L_0$  é da ordem do maior turbilhão. Na camada limite estável, a teoria de similaridade, por vezes, é chamada Z-less, indicando a invariância das escalas em relação à altura ( $z$ ) sobre a superfície. Na camada limite convectiva (CLC),  $L_0 \approx z_i$ . Em ambos os casos, a teoria da cascata de Kolmogorov é empregada.

#### 2.2.2.2. Parâmetros de estrutura $C_n^2$ , $C_t^2$ e $C_q^2$ :

Os estudos da propagação de uma onda eletromagnética, juntamente com as flutuações sofridas, utilizam, como indicador, o índice refrativo do ar  $n$  (Priestley e Hill, 1984; Clifford, 1978). Este é definido como a razão entre a velocidade da luz no vácuo e a velocidade da luz através da atmosfera. Em outras palavras, esse índice parametriza a redução da velocidade de propagação que a luz sofre segundo a densidade do meio em que ela se propaga (Mölders e Kramm, 2014).

Dado a sua definição, o menor valor de  $n$  é 1, uma vez que em nenhum meio material a luz terá velocidade superior a que possui no vácuo. Na superfície do oceano,

o valor de  $n$  do ar é aproximadamente 1,0003, no entanto os gradientes de densidade e de umidade atmosférica, tanto horizontais quanto verticais, provocam um gradiente de  $n$  (Gossard *et al.*, 1960; Tatarski, 1961).

Clifford (1978) utiliza uma aproximação de  $n$  monocromático para uma atmosfera seca, conforme a Equação 2.26.

$$n = 1 + 77,6(1 + 7,52 \cdot 10^{-3} \lambda^{-2}) \left( \frac{P}{T} \right) \cdot 10^{-6} \quad (2.26)$$

onde  $P$  é a pressão atmosférica em (hPa) , é obtido pela pressão do ar seco mais a pressão de vapor,  $T$  é a temperatura em (K), e  $\lambda$  é a comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ ). Pela Equação 2.26, evidencia-se que o  $n$  do ar seco é dependente somente de  $\lambda$ , da temperatura e da pressão atmosférica. Em climas tropicais, é preciso usar também a dependência da umidade do ar.

Nos estudos de propagação óptica pela atmosfera, também é necessária a determinação das propriedades espectrais e dos parâmetros estatísticos das flutuações do índice refrativo do ar. Para tanto, é necessário relacionar o modelo de turbulência (Equação 2.25) com o índice refrativo (Equação 2.26). Antes da concepção desse procedimento, será apresentada uma breve discussão sobre quantidades aditivas passivas conservativas abordada por Clifford (1990), a fim de esclarecer as etapas seguintes.

Quantidades conservativas possuem a propriedade de que, sendo possível identificar uma parcela de ar com uma variável característica, será conservada mesmo havendo uma variação espacial ou temporal. Um deslocamento vertical do ar faz com que ocorra uma mudança aproximadamente adiabática da temperatura, em função da conservação isentrópica. Considera-se a diferença entre a temperatura absoluta  $T$  e a temperatura final de uma transformação adiabática para um gradiente vertical constante ( $\gamma$ ); Assim, tem-se:

$$\Delta T = T_p - \gamma_{ad} \Delta z \quad (2.27)$$

onde  $\gamma_{ad}$  é 9,8 °C/km, correspondente ao gradiente adiabático de uma transformação isentrópica com temperatura potencial ( $\theta$ ) constante . A temperatura potencial ( $\theta$ ) é a

temperatura final de uma parcela de ar de temperatura  $T_p$  levada até um nível de pressão 1000 hPa por um processo adiabático.

Quantidades passivas conservativas podem ser difundidas eficientemente pela dinâmica da turbulência, ou seja, quando são inseridas no meio turbulento, não o afetam estatisticamente, podendo ser consideradas passivas. Elas também obedecem à lei dos dois terços no subdomínio inercial, possibilitando que a variação do potencial de temperatura possa ser descrita pela Equação 2.28 como:

$$D_\theta(\tau) = C_\theta^2 \tau^{2/3} \quad l_0 < \tau < L_0 \quad (2.28)$$

A Equação 2.26 define  $n$  em termos de temperatura  $T$  e de pressão atmosférica  $P$ . Para se encontrar a função de estrutura para  $n$ , deve-se conhecer como relacionar as alterações do índice refrativo com as alterações nos índices de pressão e de temperatura. Diferenciando a Equação 2.26 e assumindo  $\lambda \approx 0,6 \times 10^{-6}$  m (correspondente à luz vermelha), tem-se:

$$\delta n \approx \frac{79P}{T} \left( \frac{\delta P}{P} - \frac{\delta T}{T} \right) \times 10^{-6} \quad (2.29)$$

Se as flutuações na pressão são mensuradas em um ponto fixo e próximo ao solo, elas serão relativamente pequenas e se dispersarão rapidamente. Conseqüentemente, as variações observadas no índice refrativo serão produzidas exclusivamente por flutuações na temperatura, podendo-se negligenciar o termo da pressão ( $\delta P/P$ ). Dessa forma, a variação de  $\delta n$  pode ser determinada segundo a altura em função de  $\delta \theta$  somente, como mostra a Equação 2.30:

$$\delta n \approx \frac{79P}{T} \left( \frac{\delta \theta}{T} \right) \times 10^{-6} \quad (2.30)$$

Como  $\delta \theta$  é passivo conservativo,  $\delta n$  também o será, possibilitando estabelecer as seguintes relações (Tatarski, 1961; Kim *et al.*, 2015) na forma

$$D_n^2 = \overline{[n(x+r) - n(x)]^2} = C_n^2 \tau^{2/3} \quad (2.31)$$

onde  $n$  é o índice de refração do ar,  $x$  é a posição,  $r$  é o comprimento entre a escala turbulenta interna (dissipação) e externa (energia produzida), e  $C_n^2$  é o parâmetro de estrutura do índice refrativo, que pode ser escrito em função do parâmetro de estrutura  $C_0^2$  como:

$$C_n^2 = \left\langle \left( \frac{79P}{T^2} \times 10^{-6} \right)^2 \right\rangle C_t^2 \quad (2.32)$$

Outra forma de apresentar os parâmetros de estrutura para a temperatura,  $C_t^2$ , pode ter como base a Equação 2.33:

$$C_t^2 = \overline{[T(x+r) - T(x)]^2} r^{-2/3} \quad (2.33)$$

onde  $T(x)$  e  $T(x+r)$  são as temperaturas em dois pontos numa mesma linha com a mesma direção do vento, e  $r$  é a distância entre os pontos, portanto, da estrutura euleriana.

Alguns trabalhos que serão apresentados a seguir analisam a influência da umidade nas flutuações no índice refrativo, dado que a Equação 2.30 ignora esse efeito. Assumindo a umidade como uma grandeza escalar passiva aditiva conservativa, pode se desenvolver, analogamente ao parâmetro de estrutura do índice refrativo do ar, o parâmetro de estrutura da umidade, tomando como base a Equação 2.25 (Davidson *et al.*, 1978)

$$C_q^2 = \overline{[Q(x+r) - Q(x)]^2} r^{-2/3} \quad (2.34)$$

em que  $Q(x)$  e  $Q(x+r)$  são as umidades em dois pontos numa mesma linha com a mesma direção do vento, e  $r$  é a distância entre dois pontos.

Outro parâmetro de estrutura utilizado no mesmo contexto é o parâmetro de estrutura de temperatura-umidade ( $C_{tq}$ ). Essa parametrização é obtida por uma relação entre a temperatura e a umidade apresentada na Equação 2.35 (Kohsiek, 1982), a saber:

$$C_{TQ} = \langle [T(x+r) - T(x)] \rangle \langle [Q(x+r) - Q(x)] \rangle r^{-2/3} \quad (2.35)$$

Wisely (1976) combina os efeitos da temperatura e umidade com o  $C_n^2$  em um ambiente úmido (Tabela 2.2). O autor admite que a razão de Bowen ( $\beta$ ), razão entre o fluxo de calor sensível e o calor latente, pode ser usada para determinar quando a temperatura e a pressão devem ser consideradas nas flutuações do  $C_n^2$ . Em seu estudo, utilizou uma  $|\beta| < 0,3$  para ondas no comprimento do espectro visível,  $|\beta| < 0,6$  para ondas acústicas e  $|\beta| > 0,32$  para radiação de micro-ondas. Assim, mostra que essas duas grandezas são as principais responsáveis pelas flutuações do  $C_n^2$  no espectro do visível, tornando possível relacionar o  $C_n^2$  com os parâmetros de umidade  $C_q^2$  e de temperatura  $C_T^2$ .

Tabela 2.2: Magnitudes das funções de estrutura para vários tipos de radiação propagada pela atmosfera. Assume-se que temperatura, umidade, pressão e velocidade do vento não estão correlacionadas. Fonte: Wisely (1976)

	$C_n^2 / C_T^2$ (K <sup>-2</sup> )	$C_n^2 / C_e^2$ (h.Pa <sup>-2</sup> )	$C_n^2 / C_p^2$ (h.Pa <sup>-2</sup> )	$C_n^2 / C_u^2$ (m.s <sup>-1</sup> ) <sup>-2</sup>
Acústica	$2,80 \times 10^{-6}$	$0,043 \times 10^{-6}$	Muito pequena	$8,3 \times 10^{-6}$
Visível	$0,76 \times 10^{-12}$	$0,0017 \times 10^{-12}$	$0,067 \times 10^{-12}$	0
Microondas	$0,74 \times 10^{-12}$	$17 \times 10^{-12}$	$0,067 \times 10^{-12}$	0

Resultado semelhante foi encontrado por McBean e Elliott (1980), que analisaram os efeitos da pressão e da umidade relativa do ar nas flutuações do índice refrativo em um ambiente seco. Em seus resultados, a correlação da pressão com o índice ficou entre 0,03 % e 0,4 % respectivamente, demonstrando que a flutuações na pressão podem ser negligenciadas nessas circunstâncias, mas não as flutuações de umidade do ar ( 0,4% ).

Hill *et al.* (1980) analisa a influência das flutuações de temperatura, umidade e pressão nas variações da absorção e refração atmosférica, considerando apenas comprimentos de onda no infravermelho. O estudo evidencia que flutuações na umidade dominam a absorção atmosférica, enquanto flutuações na temperatura e na umidade dominam as flutuações na refração atmosférica.



Os parâmetros de estrutura de umidade ( $C_q^2$ ), temperatura ( $C_t^2$ ) e temperatura-umidade ( $C_{tq}$ ) foram estimados em uma superfície para condição instável por Kohsiek (1982). O estudo encontrou uma relação de 0,69 para  $C_{tq}/C_t^2$  e 0,84 para  $C_q^2/C_t^2$ . O autor demonstrou que esses parâmetros podem ser utilizados para estimar o fluxo de calor sensível pela teoria de similaridade de Monin-Obukhov.

Kunhel e Walters (1983) utilizaram um modelo de dados coletados em campo para analisar o comportamento do  $C_n^2$  nos períodos diurnos e noturnos na CLA. No período noturno, o  $C_n^2$  apresentou uma menor amplitude nas flutuações, opondo-se ao período diurno, tanto no modelo quanto nas medições empíricas. O modelo apresentou uma melhor estimativa em pequenas flutuações. Uma análise de sensibilidade indicou que o  $C_n^2$  é sensível à velocidade do vento e ao período do ano.

Wyngaard *et al.* (1978) apresentou a forma geral da equação de  $C_n^2$ :

$$C_n^2 = C_T^2 + 2aC_{Tq} + a^2C_q^2 \quad (2.36)$$

onde  $C_n^2$ ,  $C_t^2$ ,  $C_q^2$  e  $C_{Tq}$  são os parâmetros de estrutura do índice de refrativo do ar, da temperatura, da umidade e da temperatura-umidade, respectivamente. O parâmetro depende do comprimento de onda.

A Equação 2.36 relaciona o  $C_n^2$  com o  $C_t^2$  e  $C_q^2$ , possibilitando derivar um a partir do outro, como demonstrou Kohsiek (1985) em seu experimento. O autor calculou o  $C_n^2$  a partir das flutuações no sinal de um laser de dióxido de carbono ao longo de uma linha de 5,9 km a 40 m de altura. Posteriormente, calculou o  $C_t^2$  e o  $C_q^2$  para a mesma área.

### 2.2.2.3 Condições de flutuação fraca e forte.

Uma completa e rigorosa teoria da propagação das ondas através de um meio aleatório não está disponível até o momento, no entanto uma teoria geral é determinada para certos regimes assintóticos, como é o caso das ondas óticas que foi explicado anteriormente. Estudos teóricos e experimentais sobre as flutuações na irradiação concentram-se, em geral, em torno do índice de cintilação (variância normalizada das flutuações na irradiação). Esse valor, em geral, é derivado do logaritmo da amplitude do sinal observado (log – amplitude), que define uma taxa, em decibéis, entre a amplitude

instantânea e os valores médios. A intensidade e a velocidade das flutuações (frequência de cintilação) aumentam com a frequência da onda (Bouchet *et al.*, 2011). Dessa forma, pode-se caracterizar o regime de turbulência, considerando-se uma onda plana, pela variância de Rytov, que consiste em uma medida da intensidade da turbulência ótica, constituindo-se em um índice de cintilação (Andrews, 2001; Osório, 2006). Tatarski (1961) definiu-a como:

$$\sigma_R^2 = 1,23 C_n^2 k^{7/6} L^{11/6} \quad (2.37)$$

onde  $C_n^2$  é o parâmetro de estrutura do índice refrativo do ar,  $k=2\pi/\lambda$  é o número de onda ótica,  $\lambda(m)$  é o comprimento de onda, e  $L$  é a distância de propagação da onda de um emissor ao receptor.

A variância de Rytov é considerada uma medida de intensidade de turbulência, que permite classificar o tipo de regime que rege o processo. Assim, quando  $\sigma_R^2 < 1$ , a turbulência atmosférica é considerada fraca. Quando  $\sigma_R^2 \approx 1$ , considera-se como turbulência moderada. No caso de quando  $\sigma_R^2 > 1$ , a turbulência será forte.

Assume-se que as turbulências fracas facilitam o tratamento teórico; dessa forma, deve-se usá-la sempre que possível. Fisicamente, isso significa que as perturbações de frentes de fase são suficientemente pequenas para construir padrões de interferência simplesmente através da sobreposição do campo eletromagnético distorcido com o não distorcido.

A questão se a dispersão é fraca ou não terá sempre que ser relacionada com o sistema considerado. Para algumas condições de turbulência atmosférica, um único sistema óptico poderá ser tratado com a teoria da dispersão forte, enquanto um segundo sistema pode ser descrito usando a teoria da dispersão fraca.

### 2.3 Medição dos fluxos de calor sensível por cintilometria

Como visto no item anterior, a cintilação expressa a variação temporal da intensidade de uma radiação oriunda de uma fonte remota. Fisicamente, a cintilação pode ser definida como a variação da intensidade recebida por um detector (Thierman, 1994). Essa variação fornece informações básicas para estudos de turbulências em uma onda

ótica, por exemplo, do infravermelho próximo até 940 nm, ou ondas na faixa de microondas, como de 94 GHz com comprimento de 3,2 mm, ao longo do caminho entre um emissor e um receptor (Emeis, 2011). Essas flutuações são conseqüências das turbulências atmosféricas e são de interesse de diversas áreas. Em particular, nas pesquisas em hidrometeorologia, as cintilações em uma onda óptica podem oferecer informações sobre os fluxos de energia na superfície terrestre e sobre as turbulências na camada limite superficial.

Nos próximos itens, será discutido o uso de sistemas transmissor-receptor para quantificar o fluxo de calor sensível na superfície terrestre. Para tanto, serão apresentados alguns trabalhos que contribuíram para o desenvolvimento de metodologias atualmente utilizadas. Posteriormente, será detalhado o funcionamento do cintilômetro, principal aparelho deste contexto, e suas limitações. Por fim, será detalhada a teoria para obtenção do fluxo de calor sensível a partir das flutuações na intensidade do sinal de luz com a aplicação da TSMO.

### **2.3.1 Histórico da cintilometria**

O estudo da propagação da luz através da atmosfera sempre foi de interesse de várias áreas. Na astrofísica, por exemplo, as interferências da turbulência atmosférica nas ondas óticas que se propagam no espaço livre geram ruídos nos dados, bem como interferência na comunicação entre sensores (Feria *et al.*, 1997). Em contrapartida, métodos de adaptação ótica são desenvolvidos para atenuar os distúrbios provocados nos dados (Avila, 1974). De forma análoga, estudos em sensoriamento remoto buscam reduzir interferência das flutuações em dados coletados por sensores orbitais. Nesse caso, técnicas são utilizadas para estimar o índice refrativo do ar em função da altura, como é o caso do SCIDAR (Avila, 1974; Johnston *et al.*, 2003; Tunick, 2005; Kim *et al.*, 2015), na tentativa de compensar falta de informações para correção dos dados.

No que tange a aspectos meteorológicos e micrometeorológicos, o fenômeno das cintilâncias fornece informações sobre as turbulências atmosféricas (Solignac *et al.*, 2012), sobretudo no que se trata de estudos da camada limite da atmosfera (CLA), visto que a estatística da variação do sinal de um feixe de luz que se propaga pela CLA fornece informações quantitativas inerentes aos fluxos turbulentos do meio.

O estudo da propagação da luz através da atmosfera tem como base a propagação de ondas do espectro visível através de um meio aleatório, ou seja, um meio em que o espaço e o tempo são incertos. Astrônomos, como Isaac Newton, foram os primeiros a demonstrarem interesse sobre certos efeitos atmosféricos na luz, como o tremor em imagens de um objeto orbital no foco de telescópios e flutuações temporais na irradiância recebida (intensidade). Esse último efeito é comumente chamado cintilação (Andrews, 2001).

Na década de 50 do século XX, pesquisadores russos desenvolveram consideráveis estudos sobre propagação em meios turbulentos. Dentre eles, pode-se citar os trabalhos de Tatarskii (1961) e Monin e Onbukhov (1954). O primeiro estabeleceu a base teórica para propagações de ondas em meios turbulentos, tornando-se base para uma série de trabalhos posteriormente. O segundo analisa os processos de mistura em meios turbulentos baseados em aplicações sistemáticas da teoria da similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), que pode ser consultada em Businger e Yaglom (1971).

Na década de 60 do século XX, seguiu-se com estudos importantes no tema. Um exemplo foi Taylor (1961), que descreveu um método de mensurar os fluxos turbulentos de calor vertical através de parâmetros de estruturas. Gossard (1960) demonstra que a temperatura e a umidade possuem mais influência nas ondas eletromagnéticas do espectro visível do que a pressão atmosférica, sugerindo que as flutuações nessa faixa de comprimentos de onda podem ser representadas apenas por essas duas variáveis. Gracheva (1967) estudou as flutuações na intensidade de luz que se propaga através da camada limite da atmosfera, concluindo que essas oscilações seguem uma distribuição log-normal.

Nessa década de 60, também surge o laser, que impulsionou estudos da propagação óptica no espaço livre (Cordeiro, 2008). Inicialmente, essas pesquisas foram dirigidas para as aplicações militares, como apontamento, designação de alvo, medição de distância, guiamento de mísseis e outras. Posteriormente, permitiram o desenvolvimento de aplicações civis, como sensoriamento remoto da atmosfera e comunicações ópticas no espaço livre (FSO).

Os anos 70 apresentaram um grande progresso nas pesquisas sobre movimentos turbulentos e medições com o cintilômetros. Wingard e Clifford (1978), por exemplo, desenvolveram uma teoria para se obter fluxos verticais de calor, *momentum* e umidade através dos parâmetros de estrutura da velocidade, da temperatura e da umidade. Clifford e Laurence (1974) e Wang *et al.* (1978) estudaram a saturação das cintilações

ópticas causadas por fortes movimentos turbulentos da atmosfera, descrevendo formas de se calcular o parâmetro de estrutura do índice de refração do ar. Trabalhos como Wisely (1976b), Wingard *et al.* (1978) e Gray e Waterman (1978) foram pioneiros ao mensurarem os fluxos de calor por meio de cintilações ópticas. Trabalhos como Hill e Ochs (1978) estudaram a estimação da escala de turbulência interna dos cintilômetros.

Nos anos 80, houve uma consolidação nos estudos com cintilômetro, como os trabalhos de Hill *et al.* (1980), Hill e Latalis (1989), Hill (1989), Andreas (1988) e Andreas (1989). No entanto, como descreve Zhang (2002), na década seguinte aos anos 90 do século XX, houve uma redução no interesse e nos financiamentos para estudos de cintilometria. Mesmo assim, nessa década, publicou-se importantes revisões, como a compilação de artigos de Andreas (1990) e os trabalhos de Hill (1992) e Hill (1997).

No final da década de 90 e no princípio dos anos 2000, ocorreu uma série de três workshops nos Estados Unidos discutindo as relações entre simulações numéricas, experimentos e observações, e formas de combinar essas ferramentas para abordar problemas de turbulência geofísica (Muschinski e Lenschow, 2001). O potencial dos cintilômetros obteve grande destaque de tal forma que, como escreve Zhang (2002), renovou-se o interesse por esses aparelhos e ‘renasceu’ a cintilometria, de forma que, nos últimos anos, muito tem-se explorado sobre o uso dessas técnicas.

### **2.3.2 Cintilômetros**

A utilização de métodos ópticos para determinar a turbulência atraiu a atenção dos micrometeorologistas. Nesse cenário, instrumento básico utilizado é o cintilômetro (Thierman e Grassl, 1992). Um cintilômetro (Figura 2.11) pode quantificar as flutuações na intensidade de um feixe de luz, no espectro visível ou no infravermelho, que se propague por dezenas ou centenas de metros.

Os cintilômetros consistem basicamente em um instrumento óptico composto de um receptor e de um transmissor posicionados a determinada distância horizontal no terreno. O transmissor contém uma fonte que emite ondas eletromagnéticas, geralmente, relativas ao espectro visível ou ao infravermelho. O receptor registra a intensidade das flutuações na radiação emitida provocadas por vórtices turbulentos presentes no caminho do feixe de luz (Zhan, 2002). Esses vórtices turbulentos são consequência de bolsões de ar gerados pela superfície terrestre. A distância entre o transmissor e o

receptor pode ser de dezenas de metros chegando a quilômetros, dependendo do tipo e do modelo do cintilômetro usado (Beyrich *et al.*, 2002).



Figura 2.11: CinLA usado no presente estudo

Há vários tipos de cintilômetros utilizados em pesquisas (Amadakumar, 1999; Kleissl *et al.*, 2009; Nakaya *et al.*, 2006; Nakaya *et al.*, 2007; Solignac, 2012; Yee *et al.*, 2016) que se diferenciam pelo comprimento de onda utilizado e pelo diâmetro de abertura do receptor. Os mais comuns são o cintilômetro a laser (dual beam surface layer cintilômetro - SLS) e o cintilômetro de larga abertura - CinLA (*large aperture scintillometer* – LAS em inglês) (Beyrich *et al.*, 2002). O primeiro opera em um comprimento de onda de 670 nm, com uma abertura de 2.7 mm, que possibilita efetuar medições em uma distância entre transmissor e receptor de 50 m a 350 m (Odhanbo e Savage, 2009).

O segundo opera em um comprimento de onda entre 880 nm e 940 nm, com diâmetro de abertura em torno de 15 cm (Solignac *et al.*, 2012), possibilitando a realização de medições com uma distância de 50 m a 5 km entre o emissor e o transmissor (Kleissl *et al.*, 2008). Uma variação do LAS é o XLAS (*extra-large aperture scintillometer*) que possui um maior diâmetro de abertura, aproximadamente

30 cm. Essa característica oferece a capacidade de realizar medições em transectos de maior comprimento que o LAS, operando de 1 km a 10 km (Kleissl *et al.*, 2010). Além de poder mensurar em comprimentos maiores, o LAS é mais eficiente para medições em terrenos heterogêneos que SLS (Beyrich *et al.*, 2002). No entanto, o SLS tem uma maior simplicidade na calibração, pois minimiza os efeitos de saturação por conta das fortes turbulências, fenômeno descrito mais a frente, além de possibilitar estudos na escala interna de turbulência (Odhanbo e Savage, 2009), uma vez que, devido ao comprimento de onda, esta é ignorada no LAS.

Na sequência, serão descritos os principais aspectos de um sistema de medição de fluxos de energia com técnicas de cintilância.

### 2.3.3 Elementos básicos de um cintilômetro

Os cintilômetros diferenciam-se pelo comprimento de onda que trabalham, pelo diâmetro de abertura do receptor, pela forma de ajuste do sistema, entre outros aspectos. Essas variáveis são importantes para aferir o sistema e assegurar a consistência dos dados obtidos. A Figura 2.12 apresenta um arranjo de um cintilômetro descrito por Wang (1998).

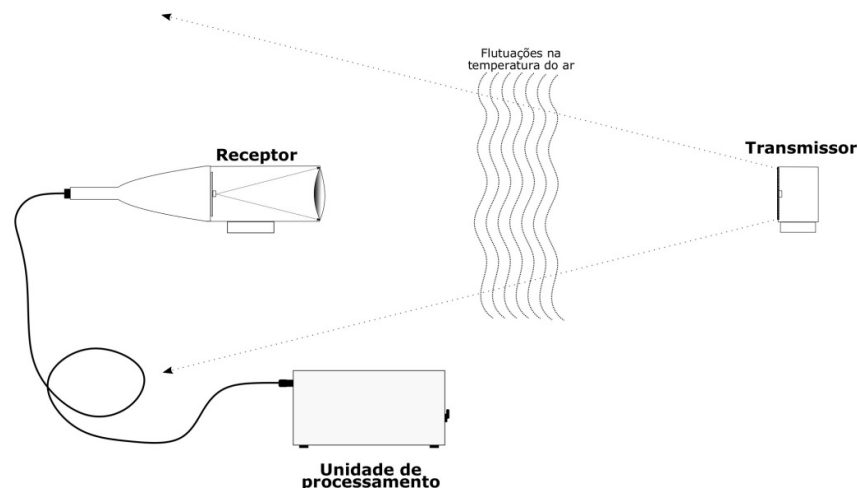


Figura 2.12: Esquema de um cintilômetro estruturado em 3 unidades básicas: receptor, transmissor e unidade de processamento do sinal.

### 2.3.3.1 Transmissor

O transmissor tem como função gerar uma onda óptica com o sinal adequado para o sistema de medição adotado. Ele é formado basicamente por uma fonte óptica e, em alguns casos, por um espelho ou lente colimadora. Ambas as partes tem como função principal gerar um feixe de luz a partir de um sinal elétrico. Esse sinal óptico deve alcançar o transmissor com uma potência mínima para evitar ruídos nos dados coletados, garantindo, assim, a consistência variável derivada posteriormente. Assim sendo, a potência de emissão do feixe de luz deve considerar as perdas para a atmosfera, por absorção e espalhamento, e o *background* do meio. A Figura 2.13 esquematiza um transmissor.

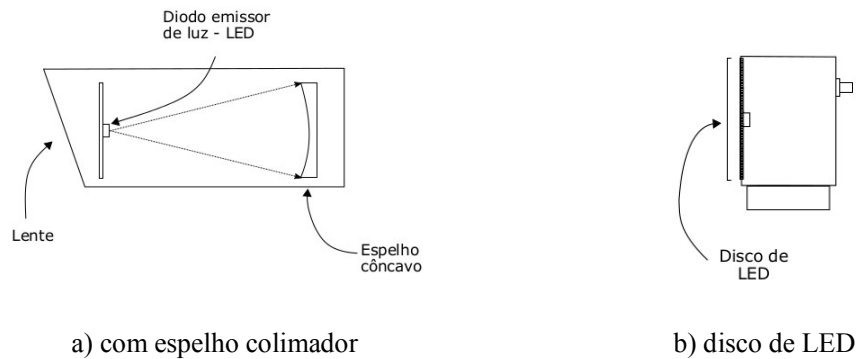


Figura 2.13: Esquema de um transmissor

O sinal de luz é produzido por uma fonte óptica, podendo ser um diodo emissor de luz (LED) ou um laser, que é responsável pela potência e pelo comprimento de onda transmitido, como apresentado na Figura 2.13. O feixe produzido é direcionado ao espelho côncavo que colima o sinal na direção específica. Uma lâmina de vidro plana é utilizada para isolar e proteger o sistema a intempéries ambientais.

Alguns modelos podem apresentar variações, como carecer do espelho colimador. É o caso do CLA utilizado neste trabalho, que possui, como fonte óptica, apenas um disco de LED que gera o sinal diretamente para o receptor. Os parâmetros chaves do transmissor são o comprimento de onda, potência do sinal e diâmetro de abertura.



### 2.3.3.2 Receptor

O receptor tem como função básica receber o feixe de luz de transformá-lo novamente em um sinal elétrico. A Figura 2.14 sistematiza um receptor.

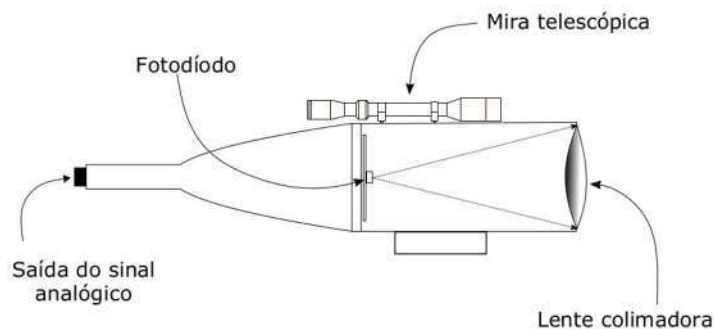


Figura 2.14: Esquema de um receptor

O receptor possui um espelho ou uma lente esférica côncava ou convexa que direciona e foca o feixe recebido em fotodiodo detector. Este, por sua vez, pode converter o sinal óptico em sinal elétrico. O fotodiodo pode possuir um sistema de pré-amplificação que amplifique o sinal de óptico obtido, e, em alguns modelos, mais de um fotodiodo para receber dois sinais simultaneamente.

O diâmetro de abertura ( $d$ ) é a variável mais importante do receptor. Na literatura, já está bem consolidado que os maiores diâmetros reduzem de forma significativa os efeitos das escalas internas e externas de turbulência. Os CinLA possuem diâmetros em torno ou maiores que 0,15 m, o que possibilita negligenciar os efeitos de ambas as escalas no cálculo do parâmetro de estrutura do índice de refrativo. Uma breve discussão sobre o diâmetro de abertura é realizada por Kleissl *et al.* (2008). Os autores apontam que a qualidade das lentes, o padrão de radiação da luz emitida pelo diodo de emissão (LED) e o padrão de visualização do fotodiodo influenciam no diâmetro efetivo do receptor.

### 2.3.3.3 Unidade de processamento

O sinal analógico obtido a partir da conversão da luz em sinal elétrico é enviado para uma unidade de processamento. Essa unidade pode ser acoplada ao receptor ou não, estando em um terceiro módulo. Isso será variável, conforme o modelo utilizado. Também pode variar o esquema de componentes para processamento do sinal.

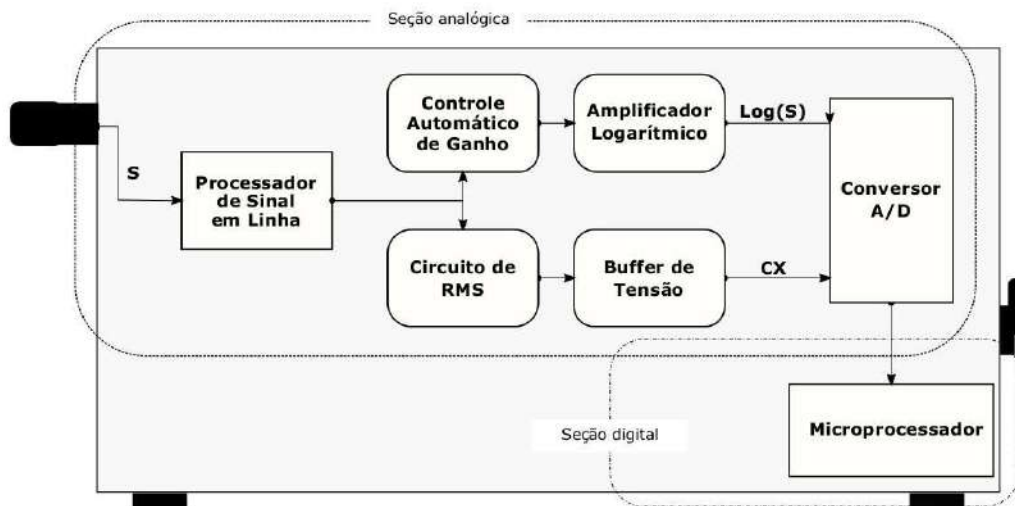


Figura 2.15: Estrutura de uma unidade de processamento – SPU. Fonte: Wang (1998)

A Figura 2.15 apresenta o desenho patenteado por Wang (1998) para unidade de processamento do sinal. Basicamente, é composto por uma seção analógica e por uma seção digital. Na primeira seção, o sinal analógico  $S$  emitido pelo receptor entra no processador de sinal em linha (PSL) e passa através de um amplificador. Na sequência, segue por dois caminhos paralelos. Em um dos caminhos, o sinal é modulado e normalizado por um circuito de controle automático de ganho (CAG), que elimina prováveis contaminações excessivas geradas pelo envelhecimento do LED ou por outro fator externo. Segue, então, através de um amplificador logarítmico (AL) que obtém o  $\text{Log}(S)$ . No outro caminho analógico o sinal segue por um circuito de valor quadrático médio (RMS) e por um amplificador (*buffer*) de tensão para obter o sinal modulado  $CX$ . Ambos os sinais analógicos são convertidos em sinais digitais através de um conversor analógico-digital (A/D) iniciando a seção digital.

Os dados digitalizados são armazenados em uma memória interna do microprocessador que implementará o algoritmo de processamento, que será detalhado no item 2.3.4.

O sinal digitalizado  $\text{Log}(S)$  é convertido para um sinal linear  $S$  através de uma operação anti-log. O sinal digital obtido de CX segue para um microcontrolador que executará uma função de comparação. Se o sinal for menor do que o nível limiar pré-determinado, os dados são descartados, e o sistema espera os próximos dados. Se CX é maior que o nível, o dado  $S$  passa para operações de erro médio quadrático (EMQ) e média ( $X$ ) que permitirão obter  $\sigma_x^2$  a partir de uma sequência de equações que serão detalhadas no próximo item.

#### 2.3.4 Teoria da cintilometria para determinação do fluxo de calor sensível

Na literatura, vários trabalhos discutiram formas de se obter o fluxo de calor sensível ( $H$ ) a partir das cintilâncias. De forma geral, todos partem da teoria da similaridade de Monin-Obukhov e do parâmetro de estrutura da temperatura  $C_t^2$ . O primeiro a derivar o  $H$  a partir de medidas ópticas foi Wisely (1976). Sua idéia baseou-se no pressuposto que o  $C_n^2$  (ópticamente mensurado) obedecia a TSMO. Uma vez que, na TSMO, as escalas de fluxo de calor e de *momentum* são necessárias, o fluxo de *momentum* tem que ser conhecido antes do fluxo de calor para poder ser calculado. Esse aspecto era um grande problema que o autor contornou medindo a velocidade do vento e relacionando-a com o fluxo de *momentum* via uma superfície rugosa. Esse método, contudo, combinava a média do percurso óptico com medições convencionais locais, o que era uma desvantagem e também limita o seu método a certas superfícies homogêneas ideais como o mar (Thiermann e Grassl, 1992).

Outra aproximação foi discutida por Andreas (1988). O autor propôs uma medida de  $C_n^2$  simultânea em duas alturas, de forma que a segunda altura forneceria informações adicionais, que poderiam ser usadas para resolver a expressão de similaridade para o fluxo de *momentum*. Porém uma análise de erros mostrou uma limitada acurácia do método.

Uma terceira aproximação foi apresentada por Thiermann e Grassl (1992). Essa aproximação consistia em relacionar, ao mesmo tempo, a escala interna  $l_0$ , opticamente medida com a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta  $\varepsilon$ , e assumir que  $\varepsilon$

obedece a TSMO. O  $C_t^2$  e o  $l_0$  fixado correspondem a um conjunto de valores para os fluxos de calor e de momentum. Essa técnica correspondia à técnica de dissipação de Champanhe et al. (1977) ou de Wyngaard e Clifford (1974), e é a técnica mais difundida atualmente.

A fundamentação teórica que permite obter o fluxo de calor sensível a partir de medições de um cintilômetro, considerando a última técnica descrita, será apresentada nos próximos itens. Basicamente, o processo inicia-se obtendo, a partir de flutuações na intensidade do sinal S registrada pelo transmissor, o parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $C_n^2$ ), do qual é possível derivar o  $C_t^2$  (item 2.2.2.2). Na sequência, com dados adicionais de temperatura, umidade e pressão atmosférica, deriva-se o fluxo de calor sensível (H). Antes de aprofundar na teoria, é necessário apresentar o conceito de irradiância para melhor entendimento do funcionamento de um CinLa.

#### 2.3.4.1 Irradiância

O feixe óptico do cintilômetro consiste em um conjunto de raios ópticos gerados pelo transmissor. Esse feixe é mensurado no receptor através da irradiância, que é a densidade de raios ópticos incidentes em uma superfície. Ela é definida como a relação entre potência óptica e a área de incidência (Rodrigues, 2012). Para uma superfície  $dA$  ortogonal à direção do feixe, define-se o conceito de campo da irradiância  $I_{dA}$  como (Bouchet, 2011):

$$I_{dA} = \frac{dP}{dA} \quad (2.38)$$

Uma área plana  $A$  ortogonal à direção de propagação de um feixe óptico pode ser entendida como a integral de várias áreas  $dA$ , cada uma com o seu respectivo valor de campo da irradiância  $I_{dA}$ . A irradiância incidente nessa área é definida como:

$$I_A = \frac{P_A}{A} \quad (2.39)$$

onde  $P_A$  é a potência óptica incidente na área e pode ser obtida através da integral de  $I_{dA}$  nessa área.

#### 2.3.4.2 Mensuração do $C_n^2$

Wang *et al.* (1978) apresentaram, em seus trabalhos, a teoria para se obter  $C_n^2$  a partir de um cintilômetro de larga abertura (CinLA). Ambos partiram da teoria de Tatarskii (1961), que demonstrou a relação entre a variância do logaritmo natural da irradiância incidente em um receptor, conforme a Equação 2.40, como

$$\sigma_{\ln(I)}^2 = \overline{[\ln(I) - \overline{\ln(I)}]^2} = \int_0^1 C_n^2(u) W(u) du \quad (2.40)$$

onde a barra superior representa a média espacial da variável, e  $W(u)$  é uma função de ponderação que descreve a contribuição de  $C_n^2(u)$  em cada ponto ao longo do caminho percorrido pelo feixe de luz do CLA, dado pela Equação 2.41 na forma

$$W(u) = 16\pi^2 K^2 L \int_0^\infty k \phi(k) \sin^2 \left[ \frac{k^2 L(1-u)}{2K} \right] \times \left[ \frac{2J_1(x_1) 2J_1(x_2)}{x_1 x_2} \right] dk \quad (2.41)$$

onde  $u = x/L$  é a coordenada adimensional ao longo do comprimento  $L$  percorrido pelo sinal de luz  $x$ ,  $K = 2\pi/\lambda$ , sendo  $\lambda$  o comprimento da onda,  $k$  é o número de onda espacial turbulenta,  $J_1(x_1)$  e  $J_1(x_2)$  são funções de Bessel, sendo  $x_1$  igual à  $kDu/2$  e  $x_2$  igual  $[kD(1-u)]/2$ , onde  $D$  é o diâmetro de abertura do CinLA, e  $\phi_n(k)$  é o espectro tridimensional de Kolmogorov para o  $C_n^2$  em meio turbulento, descrito em termos de  $K$  componentes de Fourier, conforme a Equação 2.42, a saber:

$$\phi(K) = 0,033 C_n^2 K^{-11/3} \quad (2.42)$$

Integrando a Equação 2.41 e utilizando as Equações 2.40 e 2.42, Wang *et al.* (1978) encontrou:

$$C_n^2 = 1,12 \sigma_{\ln(I)}^2 D^{7/3} L^{-3} \quad (2.43)$$

para  $C_n^2$  entre  $10^{-17}$  e  $10^{-12} \text{ m}^{-2/3}$ .

Estudos teóricos e experimentos caracterizam a cintilação pela variância da irradiância do feixe óptico denominado índice de cintilação. Uma aproximação é dada pela Equação 2.44 (Andrews *et al.*, 1999) expressa por

$$\sigma_I^2 = \frac{\langle I^2 \rangle}{\langle I \rangle^2} - 1 \quad (2.44)$$

em que  $I$  é a irradiância normalizada da onda óptica e  $\langle \dots \rangle$  é a média conjunta.

Dado que a cintilação é a consequência da turbulência óptica, o índice de cintilação relaciona-se com a variância de Rytov, definida pela Equação 2.37. É importante compreender como se relacionam esses dois valores para entender a saturação da cintilação. Em um regime de turbulência fraca, onde a variância de Rytov é menor que 1, as duas variâncias apresentam a seguinte relação (Andrews, 2001):

$$\sigma_I^2 \cong \sigma_R^2, \quad \sigma_R^2 \ll 1 \quad (2.45)$$

Dessa forma, pode-se afirmar que a variância Rytov representa o índice de cintilação de uma onda plana ilimitada em um regime de fracas flutuações. Em regime de fortes flutuações, ela é considerada uma medida de turbulência óptica. Esse acontecimento pode ser consequência do aumento do  $C_n^2$  ou do caminho óptico ou de ambos.

Nota-se pela Equação 2.45 que a cintilação aumenta conforme o incremento da variância Rytov. Sabe-se que esse aumento segue até atingir um valor máximo, no qual os efeitos da turbulência serão fortes. Com o aumento do caminho óptico ou do  $C_n^2$ , a irradiância é enfraquecida por espalhamento múltiplo, e as flutuações lentamente começam a diminuir, saturando o índice. O mesmo pode ser observado quando uma nuvem atravessa o caminho óptico, reduzindo o  $C_n^2$  e conseqüentemente a cintilação (Clifford *et al.*, 1974): Qualitativamente, a saturação ocorre porque espalhamento múltiplo faz com que a onda óptica se propague de uma forma cada vez menos coerente (Andrews *et al.*, 1999).

Esse efeito de saturação pode ser explicado como decorrência de distorções na frente de onda. À medida que a onda eletromagnética passa através de um meio com

espalhamento forte, redemoinhos de todos os tamanhos, atuando como lentes, distorcerão a frente de onda, resultando em pequenas irregularidades na mesma. Quando o tamanho dessas irregularidades torna-se menor que o comprimento de Fresnel, o poder das lentes com tamanho  $(\lambda R)^{1/2}$  diminuirá. Finalmente, isso resulta em uma frente de onda em  $x = R$ , que é diferente em tamanho e em forma quando comparada com a frente de onda para uma situação de espalhamento único de uma onda esférica não perturbada. Esse efeito de distorção da frente de onda resultará em uma redução de  $\sigma_R^2$ . A Figura 2.16 ilustra esse fenômeno

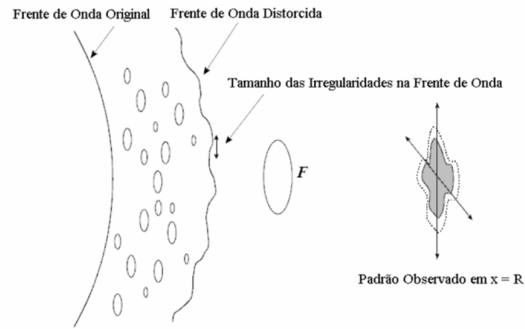


Figura 2.16: Distorção de uma frente de onda. Fonte: Cordeiro (2008)

Considerando uma onda esférica infinita propagando-se em um meio sob turbulências fracas, o índice de cintilação pode ser expresso pela Equação 2.46 (Andrews *et al.*, 1999) na forma

$$\sigma_I^2 = \exp(\sigma_{\ln I}^2) - 1 \cong \sigma_{\ln I}^2, \quad \sigma_I^2 < 1 \quad (2.46)$$

onde  $\sigma_{\ln I}^2$  é definido pela Equação 2.44, e o regime de turbulência é fraco.

Trabalhos como Clifford *et al.* (1974), Gracheva e Gurvich (1965) e Deitz e Wright (1969) estudaram a relação da variância teórica  $\sigma_I^2$  obtida pelas Equações 2.43 e 2.45, e a variância  $\sigma_{\ln I}^2$  obtida em campo por um sistema óptico transmissor-receptor em espaço livre. O  $C_n^2$  para o primeiro caso foi obtido a partir da medição de dois termômetros instalados a uma distância conhecida e aplicando as Equações 2.33 e 2.36. Gracheva e Gurvich (1965), seguido pelos demais, foi o primeiro a observar o fenômeno chamado de saturação. Inicialmente, a variância do log-amplitudes  $\sigma_{\ln I}^2$  aumentava como o previsto pela Equação 2.37, ou seja, ou pelo aumento de  $C_n^2$  ou pelo aumento do

caminho óptico. Entretanto esse aumento não continuou quando  $\sigma^2_I$  ficou maior que 1. Gracheva (1967) nem mesmo observou uma variação em  $\sigma^2_{lnI}$  com  $\sigma^2_I \gg 1$ .

A Figura 2.17 foi retirada do trabalho de Clifford *et al.* (1974), que apresenta o fenômeno de saturação. O autor mediu simultaneamente o  $\sigma^2_{lnI}$  para quatro (4) diferentes caminhos ópticos (50 m, 310 m, 500 m e 1000 m) durante 24h. Também apresentou, para o mesmo período, o  $C_n^2$  derivado do  $C_t^2$  obtido de termômetros. A Equação 2.37 indica que o  $C_n^2$  é proporcional a  $\sigma^2_{lnI}$ . Esse fato é claramente evidenciado para o caminho óptico de 50 metros, onde a correlação entre  $C_n^2$  e  $\sigma^2_{lnI}$  aparece detalhada. Nos caminhos ópticos maiores, o aumento em  $C_n^2$  não produz um aumento correspondente em  $\sigma^2_{lnI}$ . De fato, no caminho óptico de 1000 m, com aumento de  $C_n^2$  entre 800 e 1400 MDT, o  $\sigma_{lnI}^2$  realmente não varia, nem aumenta e nem reduz.

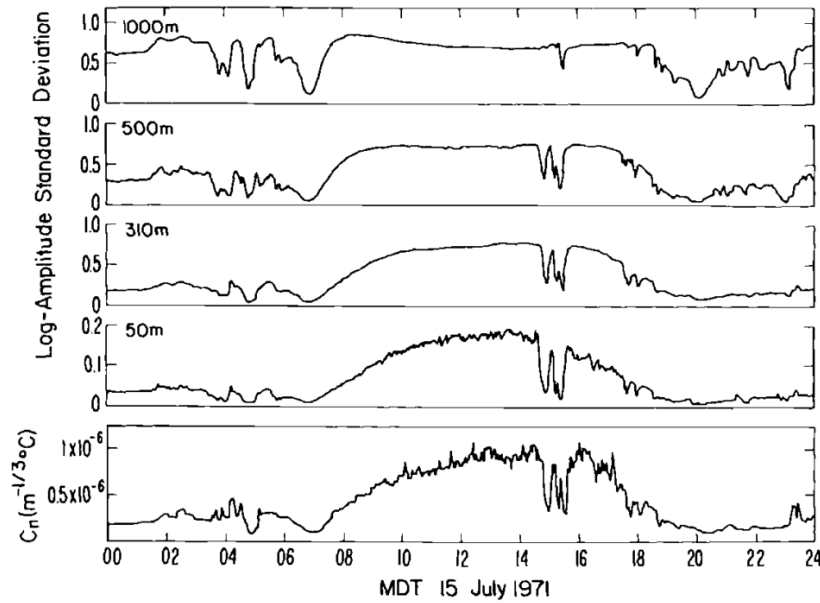


Figura 2.17: Variação do logaritmo das variâncias das intensidades de quatro caminhos ópticos comparado com  $C_n^2$  para o mesmo período de 24 h.

As Equações 2.44 e 2.45 mostram uma forma da unidade de processamento do cintilômetro converter o sinal digital para  $C_n^2$ . No entanto existem outras possibilidades, também baseadas em relações empíricas, que variarão conforme o modelo e o fabricante do CinLA. Um exemplo é o BLS 450, da fabricante SINTEC, que foi usado neste



estudo. A  $\sigma_{ln I}^2$  é obtido a partir de uma aproximação apresentada por Tatarski (1961), conforme a Equação 2.47.

$$\sigma_{ln I}^2 = \frac{1}{4} \ln \left[ 1 + \left( \frac{\sigma_I}{\langle I \rangle} \right)^2 \right] \quad (2.47)$$

Dessa forma, o algoritmo implementado pelo microprocessador para esse caso obtém o parâmetro de estrutura do índice refrativo a partir da resolução da Equação 2.48.

$$C_n^2 = 1,12 \frac{1}{4} \ln \left[ 1 + \left( \frac{\sigma_I}{\langle I \rangle} \right)^2 \right] D^{7/3} L^{-3} \quad (2.48)$$

#### 2.3.4.2 Derivando o parâmetro de estrutura da temperatura $C_n^2$

As cintilações em meio turbulento são provocadas por flutuações na temperatura e na umidade. Dessa forma, como já foi abordado no item 2.1.2.2, o  $C_n^2$  pode ser expresso em termos dos parâmetros de estrutura da temperatura  $C_t^2$  e da umidade  $C_q^2$ , conforme a Equação 2.36. No entanto a temperatura contribui mais nas flutuações segundo os comprimentos de ondas do espectro visível e do infravermelho próximo, faixas de comprimento na qual trabalham os cintilômetros. As flutuações provocadas pela umidade dominam a porção das microondas (Tatarskii, 1961; Yee *et al.*, 2015). Wysely(1976) apresentou a relação entre  $C_t^2$  e  $C_n^2$  conforme exposta na Equação 2.49.

$$C_t^2 = C_n^2 \left( \frac{T^2}{-0,7810^2 P} \right)^2 \left( 1 + \frac{0,03}{\beta} \right)^{-2} \quad (2.49)$$

onde T é a temperatura, P é a pressão do ar, e  $\beta$  é a razão de Bowen, razão entre os fluxos de calor sensível e latente, que está incorporado como um fator de correção devido à ausência do termo da umidade e de tal forma que  $C_t^2$  decresce com o aumento da taxa de evaporação, desde que a temperatura do ar e as flutuações na umidade

atmosférica estejam fortemente correlacionadas (Wisely, 1976) e consistentes com a TSMO (Odhiambo e Savage, 2009).

A correção com a Bo para o caso de flutuações de temperatura e umidade do ar não correlacionadas é insignificante. Como observado por Savage (2009), o termo envolvendo Bo na Equação 2.49 é, muitas vezes, ignorado com a justificativa de que, para os estudos em solo, as flutuações do índice de refração causadas pela umidade são uma ordem de magnitude menor do que as causadas pelas flutuações na temperatura ar. Além disso, quando o  $C_t^2$  é usado para estimar o fluxo de calor sensível, como é o caso aqui estudado, a correção para flutuações na pressão do vapor de água é pequena, conforme apresenta Moene (2003).

Essa conclusão baseou-se no fato de que, para os pequenos valores  $|Bo|$ , a correção para H é grande, mas o  $|H|$  é pequeno, e ainda, para grandes valores  $|Bo|$ , a correção é pequena (possivelmente com pouco impacto sobre a estimação dos componentes do balanço de energia).

#### 2.3.4.2 Determinação do fluxo de calor sensível H

A determinação do fluxo de calor sensível(H) por um cintilômetro parte da idéia que o  $C_t^2$ , medido opticamente, obedeça à teoria da similaridade de Monin Obukhov – TSMO. Como visto no item 2.1.2.2, a TSMO relaciona estatisticamente os fluxos da superfície com grandezas escalares que são conservadas durante a advecção. Por essa teoria, pode-se calcular o fluxo de calor sensível H ( $W. m^{-1}$ ) e o fluxo de *momentum* M pelas Equações 2.50 e 2.51 como

$$H = -\rho C_p u_* T_* \quad (2.50)$$

$$M = -\rho u_*^2 \quad (2.51)$$

onde  $C_p$  é o calor específico do ar,  $\rho$  é a densidade ou massa específica do ar,  $T_*$  é a escala de temperatura, e  $u_*$  é a velocidade de fricção. M é a densidade de fluxo de momentum.

Com o  $C_t^2$  conhecido, o H pode ser derivado iterativamente pelas Equações 2.50 e 2.51, juntamente com as funções universais  $f(\xi)$  e  $g(\xi)$ , apresentadas nas Equações 2.52 e 2.53 (Wygaard *et al.*, 1978; De Bruin *et al.* 1995; Scintec, 2015)

$$f(\xi) = \frac{C_t^2(z-d)^{2/3}}{T_*^2} \quad (2.52)$$

$$g(\xi) = \frac{z\kappa U(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)u_*} \quad (2.53)$$

em que  $z$  é a altura efetiva do feixe acima da superfície,  $d$  é a altura do deslocamento do plano zero,  $z_0$  é o comprimento da rugosidade,  $\kappa$  é constante de von Kármán (0,4),  $U(z)$  é a velocidade horizontal do vento na altura  $z$ .  $\xi$  é a relação adimensional (Monin e Obukhov, 1954):

$$\xi \equiv \frac{z}{L} \quad \begin{array}{ll} \text{Instável} & \xi < 0 \\ \text{Estável} & \xi > 0 \end{array} \quad (2.54)$$

em que  $L$  é o comprimento de Obukhov, dado pela Equação 2.55:

$$L = -\frac{T_0}{\rho C_p} \frac{H}{g} u_*^3 \quad (2.55)$$

sendo  $g$  a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ).

Na literatura, há vários trabalhos propondo as funções  $F(\xi)$  e o  $g(\xi)$ , como Wygaard (1981), Thierman e Grassl (1992), Hill *et al.* (1992) e de Bruin *et al.* (1993). De forma geral, as funções adotadas para cada estudo são definidas pela fabricante do cintilômetro utilizado, uma vez que a acurácia está relacionada ao desenvolvimento do aparelho. As Equações 2.27-2.30 apresentam as funções  $f(\xi)$  e  $g(\xi)$  para condições estáveis e instáveis, que são utilizadas pelo código computacional SRun 1.29 produzido pela

Scintec (2015) para auxiliar o uso do cintilômetro BLS 450, da mesma fabricante do aparelho empregado neste estudo.

Thierman e Grassl (1992):

$$f_t(\xi) = 4\beta_1(1 - 7(\xi) + 20(\xi)^2)^{-1/3} \quad \xi > 0 \quad (2.56)$$

$$f_t(\xi) = 4\beta_1(1 - 7(\xi) + 75(\xi)^2)^{-1/3} \quad \xi < 0 \quad (2.57)$$

Paulson (1970):

$$g(\xi) = -2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) - \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) + 2\arctan(x) - \frac{\pi}{2} \quad \xi < 0 \quad (2.58)$$

$$x = (1 - 15\xi)^{1/4}$$

Businger *et al.* (1971):

$$g(\xi) = 4,7\xi \quad \xi > 0 \quad (2.60)$$

Resolve-se por interações as Equações 2.52-2.59 para se obter os valores de  $u^*$  e  $T$ . Abaixo, são exemplificadas as etapas para estimar o fluxo de calor sensível em uma condição instável ( $\xi < 0$ ):

1. inicializa-se o cálculo com um comprimento de Obukov inicial qualquer, por exemplo  $L = L_i = -1000$ ;
2. calcula-se a função  $f(\xi)$  para condição instável (Equação 2.57), usando o  $L_i$  na altura do feixe  $z$ ;
3. determina-se a escala de temperatura  $T^*$  (Equação 2.52) de acordo com o  $C_{t2}$  medido *in situ*;
4. calcula-se  $g(\xi)$  para condições instáveis (Equação 2.58) de acordo com o  $L_i$  e com  $z$ ;

5. estima-se a velocidade de fricção  $u^*$  (Equação 2.53); nesta etapa, faz-se necessário adicionar os dados de velocidade horizontal do vento ( $U(z)$ ) e comprimento da rugosidade  $z_0$ ;
6. com os valores estimados de  $u^*$  e  $T^*$  (passos 3 e 5), estima-se um novo comprimento de Obukhov  $L$  (Eq. 55);
7. compara o novo  $L_n$  com o  $L$  anterior ( $L_{n-1}$ ); a diferença absoluta deve ser menor que 0,1; se não for, repete-se os passos 2 a 7 até  $|L_n - L_{n-1}| < 0,1$ ;
8. por fim, calcula-se o fluxo de calor sensível (Equação 2.50) com os últimos valores de  $T^*$  e  $u^*$  calculados.

A Figura 2.18 esquematiza o algoritmo para obtenção do fluxo de calor sensível por cintilometria.

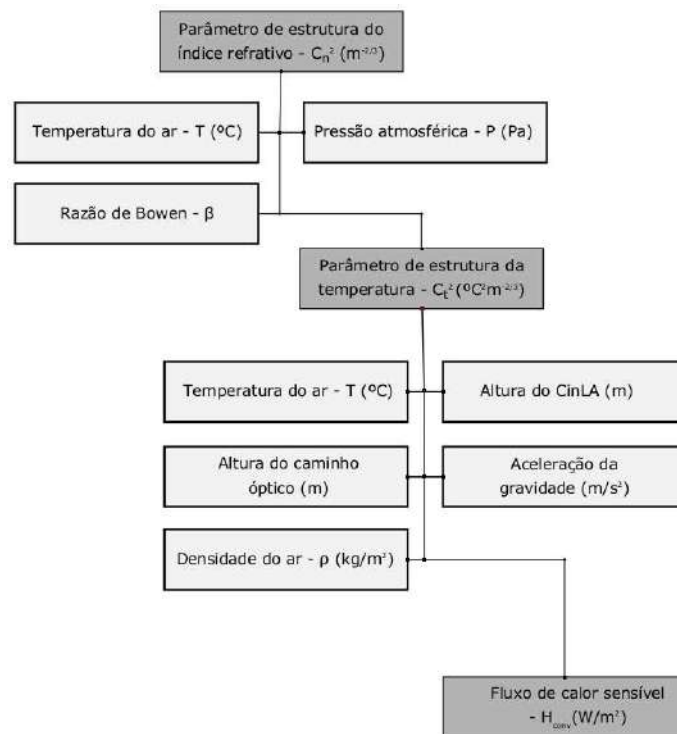


Figura 2.18: Esquema do algoritmo para obtenção de  $H$  por cintilômetro. Fonte: adaptado de Kipp e Zonen (2012)

Após definido o fluxo de calor sensível, é possível calcular o fluxo de calor latente, através da equação de balanço de energia na superfície visto no item 2.1.3. Neste caso, é necessário adicionar os dados de radiação líquida e de fluxo de calor no solo.

#### 2.3.4.3 Método da convecção livre

Um método alternativo para estimação do H a partir do  $C_t^2$  é o método de convecção livre, descrito por Lagouarde *et al.* (2005). Esse método, referenciado como FRE, assume condições de convecção livre. Dessa forma, quando  $z/L$  tende a infinito, pode se calcular o H (referenciado como  $H_{FRE}$ ) diretamente do  $C_t^2$  pela equação

$$H = \rho c_p b z \left( \frac{g}{T_a} \right)^{1/2} (C_t^2)^{3/4} \quad (2.61)$$

onde  $b$  é uma constante estimada empiricamente. Kohsiek (1982) encontrou experimentalmente  $b = 0,55$  sobre uma área de pasto, sugerindo aplicar até  $-z/L > 0,02$ . Andreas (1988) utilizou  $b = 0,57$ , e De Bruin *et al.* (1995) usou  $b = 0,57$  para um vinhedo seco.

Esse método é muito atraente do ponto de vista prático porque permite calcular H, em uma faixa instável, sem a necessidade de quaisquer medições meteorológicas extras. No entanto, existe uma incerteza na constante  $b$  de cerca de 20%. Além disso, esse método é linearmente sensível à estimativa da altura de deslocamento (altura do caminho óptico).

## CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

Este trabalho teve com base principal os dados obtidos em um experimento de campo, realizado entre os dias 23 de setembro e 03 de outubro de 2016 na Ilha do Fundão, onde está localizada a Cidade Universitária. Durante esse período, foram coletados dados de fluxo de calor sensível com o cintilômetro de larga abertura (CinLA) por 11 dias ininterruptos. Simultaneamente, uma estação agrometeorológica, instalada nas adjacências da área do experimento, coletou dados meteorológicos de radiação solar, temperatura do ar, temperatura de ponto de orvalho, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento. Além dessas fontes principais, dados externos foram utilizados como apoio. A Figura 3.1 estrutura a metodologia empregada neste estudo.

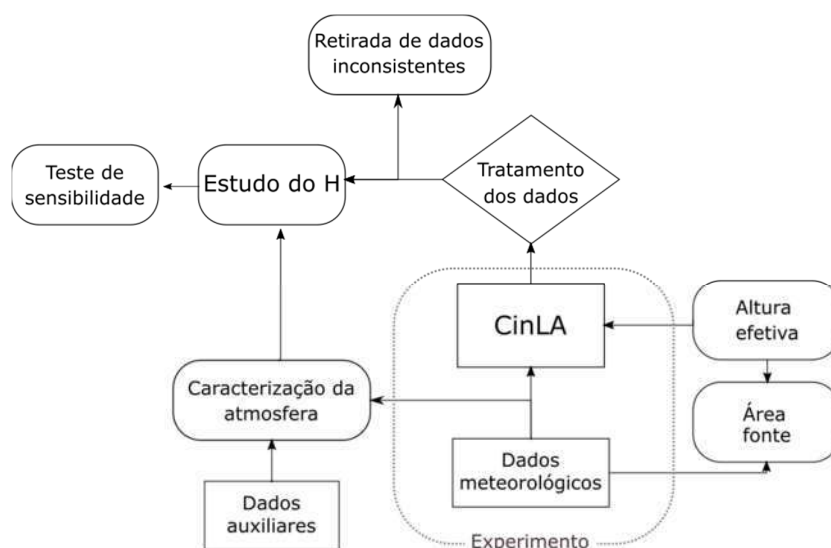


Figura 3.1: Diagrama resumido com as etapas da metodologia

Neste capítulo, será detalhado cada um dos métodos e processos utilizados no desenvolvimento deste trabalho, conforme apresentado na Figura 3.1. Iniciar-se-á com uma descrição da área de estudo, que trará um breve histórico do local e sua situação atual. Na sequência, será descrito o experimento, apontando sua localização e os critérios estabelecidos para conduzi-lo.

O modelo de CinLA empregado será retratado, apresentando suas especificações, peculiaridades e limitações correspondentes. Também serão descritas adequações realizadas no equipamento para viabilizar o experimento de campo. O texto finaliza com os processos de definição da área fonte e altura efetiva, necessários para assegurar a consistência da coleta de dados.

A estação agrometeorológica do Instituto de Geociências da UFRJ foi utilizada para obtenção dos dados meteorológicos do experimento. Ela será apresentada com a descrição de cada um dos seus sensores. Os dados provenientes do satélite geoestacionário GOES e cartas sinóticas da marinha serão apresentados como fonte auxiliar de dados meteorológicos.

Por fim, serão detalhadas as análises realizadas a partir do processamento dos dados dados do CinLA. O presente trabalho realizou testes de sensibilidade quanto à escala temporal de coleta e quanto à variabilidade das variáveis de entrada (temperatura, pressão atmosférica e altura efetiva), além da retirada de dados inconsistentes. A apresentação dos pormenores de cada uma dessas etapas encerra este capítulo.

### **3.1 Área de estudo**

A Ilha do Fundão é uma ilha artificial originária do aterramento de um antigo arquipélago situado na Baía de Guanabara-RJ. Essa grande obra foi a solução encontrada pelo governo brasileiro, após 10 anos de discussões (1935 a 1945), para resolver o problema de alocação da Universidade do Brasil, atual Universidade Federal do Rio de Janeiro. O arquipélago possuía nove ilhas, próximas a Manguinhos, pólo industrial da metrópole carioca na época, à Avenida Brasil (principal via rodoviária de chegada e saída da cidade, inaugurada, sobre aterros, em 1946) e junto à ponte de acesso para a Ilha do Governador (que também sofria modificações no seu espaço, na época, devido a construção da Base Aérea do Galeão), foram unidas para que houvesse espaço físico apropriado à cidade universitária. As ilhas do Catalão, Baiacu, Cabras, Fundão, Pindaí do França, Pindaí do Ferreira, Bom Jesus, Sapucaia e Pinheiros, deveriam formar o que hoje conhecemos como Ilha do Fundão (Oliveira, 2003) (Figura 3.2). As obras foram iniciadas em 1949, e sua inauguração oficial ocorreu em 1971.





Figura 3.2: Área destinada à cidade universitária. Fonte: Oliveira (2005)

A Ilha do Fundão, após as obras, passou a possuir em torno de 594,70 hectares (Menezes *et al.*, 2005), sendo 320,00 hectares originários das ilhas iniciais e os demais originários do aterramento. No seu projeto inicial, a Cidade Universitária concentraria todas as unidades de ensino pesquisa, cultura, assistência técnica, residências, esportes, administração e serviços, além de museus, bibliotecas, jardins, hortos, entre outras, da UFRJ. No entanto, por diversos problemas decorridos durante sua construção, seu projeto não foi concluído, fazendo com que os edifícios universitários construídos não ocupassem a ilha em sua totalidade. Como escreve Oliveira (2005), a Ilha do Fundão era comumente conhecida como cidade fantasma durante a década de 60 e 70 do século XX, devido ao grande espaço vazio que havia entre os prédios. Com atrasos e abandonos de partes do projeto original, esses espaços foram cedidos para construção de edifícios de outros órgãos federais vinculados a pesquisas, tal como o Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES) da PETROBRAS, Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL) da ELETROBRAS, Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e o Instituto de Energia Nuclear (IEN).

A malha urbana e os complexos arquitetônicos da cidade universitária ocupam em torno de 30% da área atual da ilha. Sua população diária gira em torno de 60 mil pessoas, que circulam entre as várias organizações que mobíliam o complexo. O entorno

que cerca a Cidade Universitária também se apresenta como uma área de grandes modificações, tanto físicas quanto antrópicas, que, por sua vez, exercem pressões sobre a área da Ilha do Fundão, produzindo efeitos bastante adversos, como os causados pelo crescimento da violência urbana. Esse entorno pode ser demarcado pela área hoje ocupada pelo Complexo da Maré, ponta do Galeão e Ponta do Caju. Cada uma delas tem um determinado efeito sobre o elemento central, causando impactos diferenciados (Márcio *et al.*, 2005).

O processo de ocupação da Ilha do Fundão está modificando e, concomitantemente, produzindo alterações micro e topoclimáticas, também conhecidas como alterações do clima urbano, como mostram Júnior e Brandão (2015). Utilizando as metodologias de transectos móveis nos anos de 1996, 2007 e 2010, dados de precipitação, dados de pH da água, avaliação da percepção ambiental através de questionários e de dados de jornais e dos relatórios de qualidade do ar para a Região Metropolitana do Rio de Janeiro, os autores concluíram que o campus da UFRJ apresenta níveis críticos de qualidade ambiental. Os resultados mostraram que a Ilha do Fundão apresenta altos índices de desconforto térmico, com ocorrências de ilhas de calor de até 4,8°C de intensidade na porção centro-sul da ilha, coincidindo com uma maior densidade de construções. Somam-se sua localização na bacia aérea III, a mais poluída do estado, permitindo a ocorrência de chuvas com pH de 4,12 e impactos desencadeadores de grandes transtornos. Com esses resultados, os autores alertam para uma necessidade de revisão do plano diretor institucional 2020 (PDI, 2020), considerando as características climático-ambientais da área de estudo, para que, com a valorização e a preservação das áreas verdes e novas tecnologias construtivas, seja possível tornar a ilha confortável e segura para os que dela usufruem.

### **3.2 Experimento**

A coleta de dados para realização do presente estudo ocorreu entre os dias 23 de setembro e 3 de outubro de 2016, na Cidade Universitária – Ilha do Fundão, onde se localiza o campus principal da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Fluxos de calor sensível foram estimados por um cintilômetro de larga abertura (CintLA) a partir da mensuração do parâmetro de estrutura do índice refrativo –  $C_n^2$ . A definição do local de

instalação do cintilômetro de larga abertura considerou alguns aspectos do terreno necessários para aplicação da metodologia.

O uso da cintilometria para mensuração de fluxo de calor sensível necessita que alguns requisitos sejam respeitados no local de medição. Em um caso ideal, tanto a superfície do terreno quanto a atmosfera seriam homogêneas, de forma que o  $C_n^2$  fosse considerado constante em todo o caminho óptico<sup>6</sup>, assim como o fluxo de calor sensível (H). No entanto quase sempre a superfície é heterogênea, e a variação do  $C_n^2$  sofre influência do terreno.

A heterogeneidade do ambiente pode ser assumida como uma propriedade estatística (Scintec, 2016). Essa hipótese significa que sempre será uma questão de perspectiva a definição se uma superfície é heterogênea ou não. Por exemplo, perto do solo, uma mancha individual na superfície pode parecer homogênea, enquanto que, com o aumento da altura, essa mesma mancha pode influenciar a homogeneidade do terreno. Cada mancha possui propriedades térmicas e de rugosidade particulares, que causam fluxos específicos. No entanto, a mistura turbulenta da atmosfera, principalmente da camada limite atmosférica, tentará nivelar todas as diferenças, tanto quanto possível, de forma que, com altas velocidades de vento horizontal, essa mistura terá sucesso maior do que com baixas velocidades de vento horizontal. Sendo assim, a partir de certa altura em diante, a chamada altura de mistura, as manchas individuais na superfície do terreno não poderão mais ser distinguidas, fazendo com que, apesar do terreno ser heterogêneo, a partir dessa altura referencial, a atmosfera será homogênea. O valor da altura de mistura dependerá das propriedades de cada mancha, bem como das características da atmosfera na região.

Geralmente, pode-se dizer que, do ponto de vista da paisagem, a heterogeneidade depende das dimensões, ocorrência, distribuição e magnitude da diferença nas propriedades térmicas e de rugosidade do terreno. Uma única mancha pequena não perturba rapidamente a homogeneidade em uma grande paisagem. Por exemplo, casas com jardins parecem bastante homogêneas em relação a essas propriedades, a 50 - 100 m acima da superfície. Uma região agrícola, com pequenos lagos e florestas, também pode ser homogênea se a altura de observação for alta o suficiente, enquanto os lagos e as manchas florestais não dominarem a paisagem. Note-se, no entanto, que o tamanho não é necessariamente o fator decisivo, porque, por exemplo, evaporação, mesmo em

---

<sup>6</sup> Caminho percorrido pelo feixe de luz entre o transmissor e o receptor.

pequenas lagoas, pode ser de grande importância em áreas secas. De qualquer forma, a operação do CintLA não se limita ao tamanho das manchas ou altura. Em cada situação, tem de ser decidido se e em que medida a paisagem pode ser considerada homogênea ou não.

Mesmo que a paisagem não possa ser considerada homogênea da perspectiva do cintilômetro, pode ser perfeitamente possível determinar os fluxos. A única condição que deve ser cumprida é que na área à frente do cintilômetro, isto é, a área entre o transmissor e o receptor, o  $C_n^2$  esteja em equilíbrio com a superfície. No entanto, nesse caso, a direção e a velocidade do vento serão cruciais na interpretação dos dados do cintilômetro - o fluxo será apenas representativo para a área de origem (contra o vento), fazendo-se necessária uma análise da área fonte. Essa área pode ser determinada a partir de um modelo de área fonte (*footprint*), ou seja, de um ponto-fonte normal combinado com a função de ponderação de trajeto do cintilômetro usada para determinação da altura efetiva (item 3.3.1) .

Primeiramente, o terreno sob o caminho óptico do CintLA deve ser o mais uniforme possível, bem como é importante definir a altura de medição de forma a tornar viável a aplicação de teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), uma vez que a estimativa do fluxo de calor sensível se dá por essa teoria. Dessa forma, pode-se dizer que o  $C_n^2$  mensurado é fortemente dependente da altura e da inclinação média do caminho óptico (Scintec, 2015). Outro fator no qual também depende a TSMO é a homogeneidade da altura dos ventos cisalhantes, ou seja, em terrenos pouco homogêneos, são preferíveis menores alturas de medições.

O cálculo do fluxo de calor sensível é baseado na escala de convecção livre. Essa escala requer que a altura de medição seja mais significativa que a altura dos elementos rugosos. Na prática, é aconselhável que a altura de medição seja, no mínimo, três vezes a altura do maior elemento rugoso do terreno (Scintec, 2015).

A fim de solucionar essas barreiras referentes aos aspectos do terreno, o CintLA utilizado no trabalho foi instalado no terraço de dois edifícios da universidade, sendo o transmissor alocado no prédio da Faculdade de Arquitetura e Urbanismo – FAU, em uma altura de 44 metros, e o receptor no bloco A do Centro de Tecnologia – CT, em uma altura de 45 metros. A distância entre os dois módulos foi de 825 metros. A Figura 3.3 apresenta a área de estudo, bem como o posicionamento do cintilômetro e da estação meteorológica.

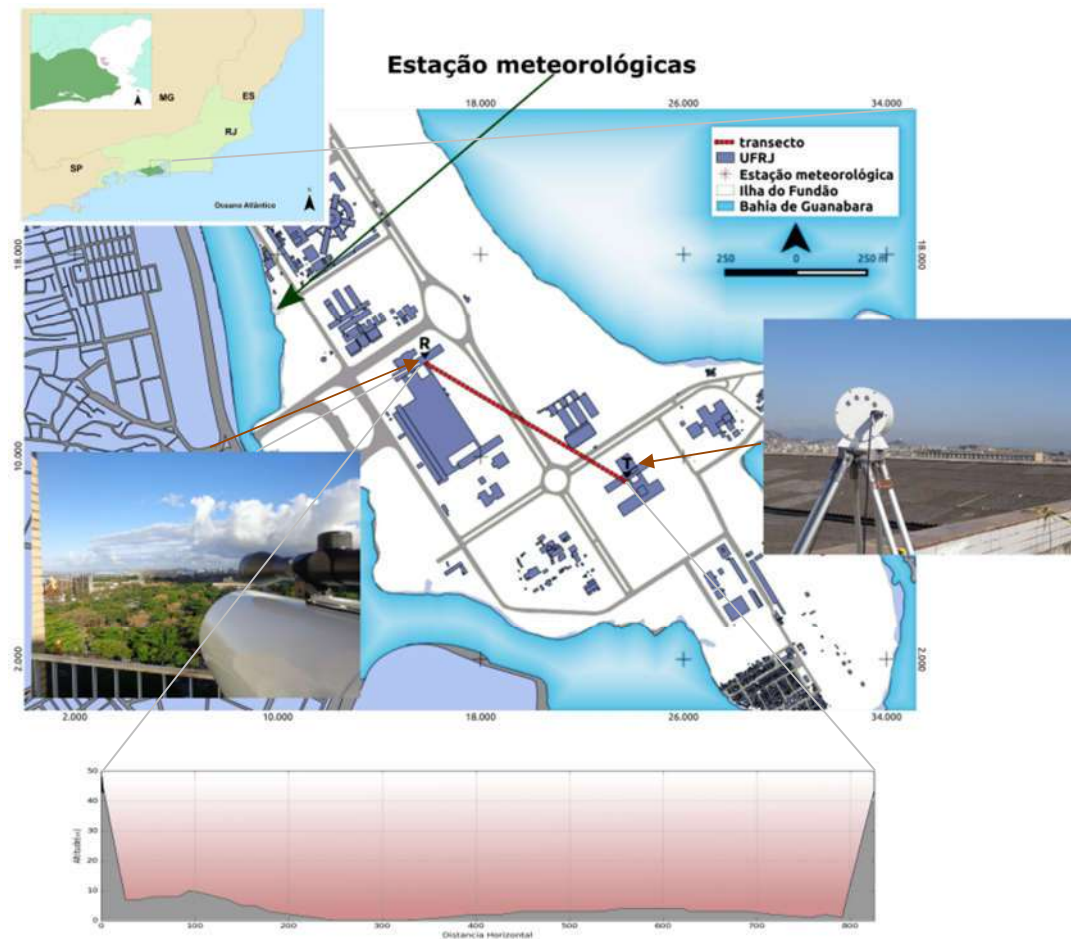


Figura 3.3: Área de estudo

Os dados coletados pelo CintLA foram registrados em intervalos de 5 minutos. Cada registro foi obtido a partir da média de amostras com resolução temporal de 30 segundos. Dados meteorológicos auxiliares foram coletados pela estação agrometeorológica do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências da UFRJ, também com localização indicada na Figura 3.3. A plataforma de coleta de dados da estação foi programada para registrar valores de 10 em 10 minutos.

### 3.3 Cintilômetro de larga abertura – CintLA

Os dados utilizados, como já mencionados no item anterior, foram obtidos por meio de um cintilômetro de larga abertura – CintLA e uma estação agrometeorológica. O CintLA utilizado é da fabricante alemã Scintec, modelo BLS 450. Ele é composto por três unidades: transmissor, receptor e unidade de processamento. As duas primeiras unidades devem ser instaladas em plataformas fixas, com estabilidade angular. Neste trabalho, essas unidades foram instaladas em tripés sobre uma superfície estável de concreto. Para evitar oscilações por conta de fortes ventos, foram amarrados sacos de areia em todas as estruturas de fixação. A Figura 3.4 representa as duas unidades.



a) Transmissor



b) Receptor

Figura 3.4: Transmissor e Receptor devidamente instalados

O transmissor do BLS 450 emite uma onda eletromagnética criada por um disco com 462 diodos emissores de luz – LED (*Light Emitting Diodes*), sendo 444 LEDs emitindo ondas no espectro do infravermelho e 18 LEDs no espectro do vermelho. Esses LEDs podem ser operados em quatro modos de pulso: lento (1 Hz), médio (5 Hz), rápido (25Hz) ou contínuo. Buscando uma maior acurácia, optou-se por seguir as orientações do fabricante e utilizar o modo contínuo. O sinal gerado é modulado em frequências de 1750 Hz. A Tabela 2.1 apresenta as especificações do receptor.

Tabela 3.1: Especificações do transmissor. Fonte: Scintec (2015)

Especificações do transmissor	BLS 450
Fonte de radiação principal	444 LEDs GaAlAs (Infravermelho)
Fonte de radiação auxiliar	18 LEDs na faixa do visível (vermelho)
Potência óptica máxima	7,5 W
Comprimento da onda emitida	880 nm
Ângulo de divergência	16°
Frequência de modulação	1750 Hz
Voltagem	12 VDC
Dimensão	180 x 180 x 135 mm
Peso	4, 5 Kg

O receptor possui uma lente convexa ( $r = 140$  mm,  $f = 450$  mm) que colima a radiação modulada para dois Si fotodiodos com duas diferentes áreas sensíveis. O principal detector é usado para captar a turbulência induzida pelas flutuações dos impulsos modulados recebidos. O segundo detector é usado para auxiliar no alinhamento do caminho óptico. Diante desse quadro, o sinal principal é demodulado em dois sinais: XA, que contém os dados mensurados, e XB, dado para o alinhamento. A Tabela 3.2 traz as especificações do transmissor.

Tabela 3.2: Especificações do receptor. Fonte: Scintec (2015)

<b>Especificações do receptor</b>	<b>BLS 450</b>
Tipo de lente	biconvexa
Comprimento focal	450 mm
Diâmetro	140 mm
Campo de visão	8 mrad
Detectores	2 Si Fotodiodos
Área sensível	15 mm <sup>2</sup> (sinal 1) e 5 mm <sup>2</sup> (sinal 2)
Dimensão	160 x 160 x 590 mm
Peso	7,6 Kg

A unidade de processamento é responsável pela aquisição e avaliação dos dados mensurados. Ela é conectada diretamente com o receptor e comunica-se diretamente com um computador ou uma rede. Não é necessário conectar unidade de processamento com o transmissor.

Na unidade de processamento, o sinal, recebido pelo receptor, é filtrado, retirando espúrios e demodulado. Depois os dados são processados, calculados, armazenados e por fim transferidos para o computador ou rede. Um microprocessador controla esse processo por meio de um *firmware* de serviço.

A configuração dos parâmetros de medição, a definição do início e término da mensuração, reprocessamento e exportação dos dados, entre outras aplicações, são atribuídas ao código computacional SRun, instalado no computador, que se conecta à unidade de processamento. Esse código computacional também possibilita a visualização instantânea do sinal recebido, sendo seu uso imprescindível no alinhamento.



A medição e processamento dos dados ocorrem em três etapas: medição, processamento dos dados brutos e processamento dos dados de diagnose. Para cada uma dessas etapas, é possível exportar um arquivo, de formato próprio, com os valores correspondentes.

Na etapa de medição, o receptor registra a variação da intensidade de luz. Amostras de todos os canais receptores são filtradas, pré-processadas, digitalizadas e armazenadas. A segunda etapa é executada cada vez que um novo bloco de dados brutos é completamente amostrado. Nela, as amostras são, primeiramente, subdivididas em várias seções, onde cada seção corresponde a um intervalo de dados de diagnose (o intervalo é definido pelo usuário). Cada seção é processada independentemente, envolvendo análises estatísticas e filtragens de dados, que buscam identificar valores inválidos ou inconsistentes.

Na última etapa, os dados são armazenados e refinados até se obter o intervalo de medição desejado, também definido pelo usuário. Na sequência, são combinados com parâmetros físicos e meteorológicos, possibilitando o cálculo do fluxo de calor sensível. Por fim, os dados finais são armazenados e disponibilizados para acesso, reproprocessamento ou exportação. Neste trabalho, os dados foram coletados em intervalos de 5 minutos, sendo estes obtidos a partir da média de 10 amostras coletadas de 30 em 30 segundos.

### **3.3.1 Definição altura efetiva do CintLA**

Como visto item 3.2, a altura do caminho óptico tem grande influência no cálculo de estimação do H. No caso dessa altura ser constante em todo o transecto de medição, ter-se-ia um valor representativo de toda área. No entanto, por conta da topografia e da rugosidade da superfície, essa altura é variável no decorrer do percurso, fazendo-se necessário o cálculo de uma altura média representativa da área. Essa altura é chamada de altura efetiva e pode ser definida como a integral da função que descreve a contribuição da superfície para os dados medidos, conforme Equação 3.1. Essa ponderação deve considerar a variabilidade do terreno, bem como a estabilidade atmosférica especializada na forma

$$Z_{CLA} = \int_0^1 Z(u) G(u) . du \quad (3.1)$$

onde  $Z(u)$  descreve a altura do caminho óptico no ponto  $u$ , e  $G(u)$  é a função de ponderação do CintLA no ponto  $u$ .

No caso mais simples, a média aritmética (sobre o percurso) da altura do feixe acima do nível do solo pode ser tomada, desde que se subtraia a altura de deslocamento. Essa abordagem é funcional se as variações de altura e rugosidade ao longo do caminho forem mínimas. No entanto, muitas vezes uma abordagem mais complexa é necessária, como é caso deste trabalho. Assim sendo, seguiram-se três etapas.

O primeiro passo consistiu em determinar a altura do feixe acima do nível do solo para todos os pontos relevantes ao longo do caminho óptico, isto é, as alturas do percurso local. Começou com a determinação da altura acima do nível do solo da unidade transmissora e da unidade receptora, bem como a altura dessas montagens acima de um determinado nível de referência, geralmente, a altura acima do nível do mar normalizada para o ponto mais baixo no caminho. Posteriormente, um modelo de elevação do terreno da área, com resolução espacial de 5 metros fornecido pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, foi utilizado para determinar a altura acima do nível do mar em outros pontos relevantes do caminho. Entende-se por pontos relevantes como todos os pontos em que ocorrem alterações significativas no perfil de altura. Uma planilha eletrônica foi utilizada, que foi suficiente para visualizar esses dados e derivar as alturas do caminho óptico.

A segunda etapa consistiu em monitorar a rugosidade desde o início. Tipicamente, assume-se que, para elementos de rugosidade densa, a distância de deslocamento é cerca de 2/3 da altura dos elementos de rugosidade. Existem outras estimativas, mas esta funciona bem para a maioria das aplicações de cintilômetro (Scintec, 2016). Como tal, um perfil da altura de deslocamento ao longo do percurso deve ser determinado e subtraído do perfil de altura do feixe de cintilômetro obtido no primeiro passo. Alturas de culturas agrícolas, vegetação baixa ou outros pequenos objetos podem ser medidos com intervalos regulares de espaço e tempo no intuito de atualizar seus respectivos tamanhos. As alturas de árvores, edifícios ou outros objetos podem ser estimadas, medidas com LIDAR ou obtidas a partir de bases de dados ou modelos existentes. Tipicamente, baixa vegetação (herbácea ou colheitas) requer o monitoramento mais intensivo, especialmente na primavera ou verão. Além disso, árvores decíduas podem

ter uma rugosidade significativamente diferente no verão do que no inverno, assim como o efeito térmico de uma ilha de calor urbano, que também pode causar diferenças de rugosidade entre o verão e o inverno. Não pode ser dada qualquer regra fixa, mas pode ser claro que cada experimento requer uma consideração aprofundada sobre o uso da terra, a aspereza e a variabilidade temporal desses elementos. No caso deste estudo, dado o pequeno intervalo de tempo de coleta, 9 dias, considerou-se que a vegetação não variou de tamanho.

O terceiro passo consistiu em calcular a média do perfil de altura corrigida pela rugosidade ao longo do percurso. Para tal procedimento, aplicou-se a função de ponderação em todo o percurso e obteve-se a média ponderada. O peso de cada ponto foi determinado pela função de ponderação indicada pelo fabricante do CintLA, apresentada na Equação 3.2 como

$$PWF_{aprox}(x) = 2,163JJ_1(2,283\pi(x - 0,5)) \quad (3.2)$$

onde  $x$  é posição normalizada no caminho óptico, variando no intervalo de  $0 \leq x \leq 1$ , sendo zero (0) a posição do transmissor e um (1) a posição do receptor.  $JJ_1$  é definido por:

$$JJ_1 = \left( 2 \frac{J_1(y)}{y} \right)^2 \quad (3.3)$$

Para  $y$  diferente de zero, com  $y = 0$ ,  $JJ_1$  assumirá o valor de 1.  $J_1$  denota a função de Bessel de primeira ordem. Os pontos no meio do caminho contribuem mais, enquanto os pontos em direção às bordas do caminho contribuem menos, dando um aspecto de sino à função  $PWF(x)$ . O ANEXO B apresenta o código (*script*), em python, utilizado para estimação da altura efetiva neste trabalho.

### 3.3.2 Estudo da área fonte (*footprint*)

Medições coletadas em um lugar e altura específica não representam as propriedades ou os fluxos do espaço imediatamente abaixo do sensor. Em vez disso, o dado

mensurado representa as condições da superfície subjacente ao sensor e alocada na direção contrária ao vento. Essa área efetiva de influência é chamada de área fonte (*footprint*).

Os anos 80 do século XX marcou um período em que ferramentas visavam melhorar o desenvolvimento da interpretação das medições micrometeorológicas. Antes do advento dos modelos de área fonte, outras ferramentas foram usadas para se aproximar de algum modo do conceito de *footprint* (Leclerc *et al.*, 2014). De certa forma, os modelos de *footprint* são relativamente novos, com proposições feitas nos anos 80 e 90.

Uma função  $f$  descreve a área de fonte  $Q_n$  de um sinal  $n$  (escalar ou fluxo) em relação à extensão e à distribuição espacial da intensidade, como ilustra a Figura 3.4.

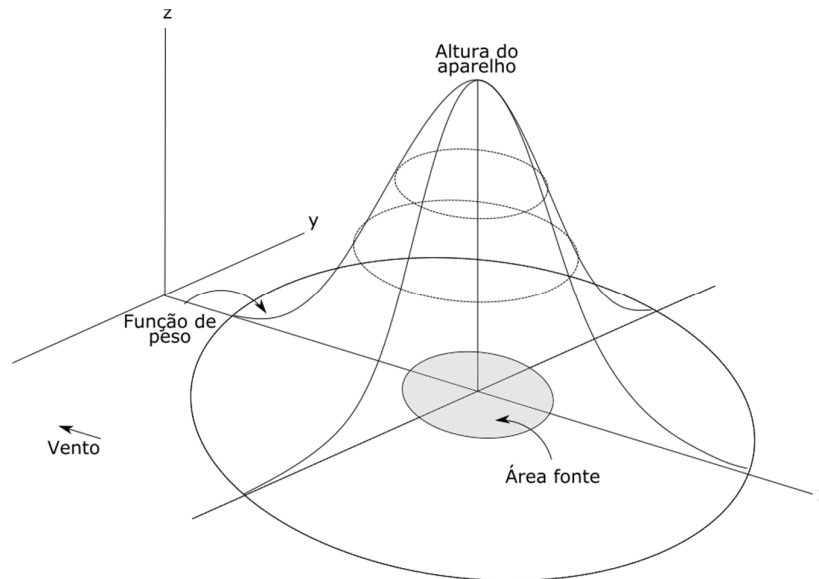


Figura 3.4: Esquema de uma função de área fonte. Fonte: Schmid (1994)

Numerosas versões de modelos de área fonte são descritas na literatura (Schuepp *et al.*, 1990, Horst e Weil, 1992, 1994, Schmid, 1994, Horst, 1999). Todas têm como base soluções analíticas da equação de advecção-difusão. Esses modelos são muito simples de usar e podem ser aplicados na área fonte, onde o vento não é perturbado por obstáculos ou topografia, e a superfície não é muito complexa (Meijinger *et al.*, 2002).

Um exemplo de função do tipo área fonte é apresentada na Equação 3.4 (Horst e Weil, 1992). Ela relaciona o fluxo medido na altura  $z_m$ ,  $F(x, y, z_m)$ , para a distribuição espacial dos fluxos de superfície,  $F(x, y, 0) \equiv F_0(x, y)$  (Horst e Weil, 1992).

$$F(x, y, z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^x F_0(x', y') f(x - x', y - y', z_m) dx' dy' \quad (3.4)$$

onde x é a distância na direção contrária ao vento, e y é a distância no sentido do vento transversal.

Para uma simples análise de área fonte, assume-se uma distribuição normal para os ventos perpendiculares (cruzados). Neste trabalho, utiliza-se a modelo utilizado por Von Randow *et al.* (2008), que é uma extensão do modelo de Hsieh *et al.* (2000).

Hsieh *et al.* (2000) obtiveram, a partir de uma análise dimensional, que  $x / |L_{MO}|$  (x aqui pode ser considerado condição para sentido a favor do vento; assim; obtém-se um fluxo normalizado,  $F / S_0$ ), pode ser expresso como

$$\frac{x}{|L_{MO}|} = \frac{-1}{k^2 \ln(F / S_0)} D(z_u / |L_{MO}|)^P \quad (3.5)$$

onde  $k = 0,4$  é a constante de Von Karman, D e P são constantes similares, e  $z_u$  é uma escala de comprimento definida pela Equação 3.6 segundo a expressão

$$z_u = z_m \left( \ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right) - 1 + \frac{z_m}{z_0} \right) \quad (3.6)$$

onde  $z_0$  é o comprimento de rugosidade. A taxa  $F/S_0$  representa a contribuição relativa acumulada para o fluxo do vento na distância x – 90% de contribuição é representada por  $F/S_0 = 0,9$ . Usando o resultado de um modelo estocástico de dispersão Langragiana para cálculo de área fonte para os valores de  $z_m$ ,  $z_0$  e  $L_{MO}$ , Hsieh *et al.* (2000) encontraram  $D = 0,28$  e  $P = 0,59$  para condições instáveis de atmosfera.

Assim, formularam uma função área fonte para o eixo x, apresentada na Equação 3.7 expressa por

$$f_y = \frac{1}{k^2 x^2} |Dz_u^P|_{L_{MO}}^{1-P} \exp\left(\frac{-1}{k^2 x} |Dz_u^P|_{L_{MO}}^{1-P}\right) \quad (3.7)$$

A distribuição do vento transversal é relacionada com  $f_y$  pela Equação 3.8 por

$$f(x, y) = D_y(x, y) f_y \quad (3.8)$$

onde a função de distribuição do vento cruzado é expresso pela Equação 3.9 como

$$D_y(x, y) = \frac{e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} \quad (3.9)$$

Com a dispersão  $\sigma_y$  assumindo uma dependência com o desvio padrão do vento transversal,  $\sigma_v$ , usou-se  $\sigma_y = \sigma_v x/u$ , onde  $u$  é a média da velocidade horizontal do vento. No caso de um CintLA, o conceito de área fonte é combinado com a função de ponderação em forma de sino (Equação 3.10), que descreve a contribuição do terreno para o caminho óptico (Meijninger *et al.*, 2002).

$$f_{CintLA} = f * W(x, y) \quad (3.40)$$

onde  $f_{CintLA}$  é a função área fonte, enquanto  $W(x, y)$  é a função de ponderação do CintLA (Equação 3.2). O operador  $*$  indica convolução entre as duas funções. O ANEXO A apresenta o código (*script*) utilizado neste trabalho para determinação da área fonte.

### 3.4 Estação meteorológica

A Figura 3.5 apresenta a estação meteorológica utilizada no experimento. Ela é composta por um sensor de temperatura e de umidade do ar (termohigrômetro), sensor de vento (anemômetro sônico) e sensor de radiação solar (piranômetro). Todos esses sensores estão conectados a uma plataforma de coleta de dados programada para registrar dados a cada 10 minutos.



Figura 3.5: Estação meteorológica do Instituto de Geociências – UFRJ

O sensor de temperatura e de umidade do ar registra a temperatura do ar em graus Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ) e a umidade relativa do ar em porcentagem (%). Esse sensor fica protegido da radiação solar e da chuva por um abrigo meteorológico. O sensor de vento registra a direção de onde vem o vento em graus e a velocidade do vento em metros por segundo (m/s). O sensor de radiação solar registra a radiação solar incidente na superfície em Watts por metro quadrado ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

Todos os sensores estão instalados entre 1,5 e 2,0 metros de altura. A localização da plataforma de coleta de dados (PCD) é na Ilha do Fundão, Cidade Universitária, latitude e longitude de - 22°51'26,45'' e - 43°14'07,31'', respectivamente. O ANEXO E apresenta os dados meteorológicos coletados durante o estudo.

### 3.5 Dados meteorológicos complementares

Além dos dados coletados pela plataforma de coleta de dados do IGEO/UFRJ, este trabalho utilizou dados do satélite geoespacial GOES e cartas sinóticas disponibilizadas pela Marinha brasileira. Esse material subsidiou toda a discussão do trabalho, fornecendo um registro dos fenômenos meteorológicos que atuaram na região durante o período de tempo estudado.

Os satélites meteorológicos da série GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) iniciaram suas atividades no ano de 1974. Desde então produzem uma série contínua de informações que dão suporte a previsões meteorológicas, identificação de tempestades severas e pesquisas em meteorologia. Os avanços ocorridos nesse sistema de satélites geoestacionários fizeram com que este se tornasse a base para o monitoramento e previsões meteorológicas dos EUA (NOAA, 2016).

O GOES é satélite geoestacionário que orbita a 35.970 km da superfície terrestre, ficando sempre sobre a linha do Equador. Apresenta um período de rotação coincidente com o período sideral de rotação da Terra, isto é, gira na mesma velocidade de rotação da Terra. Como tem o mesmo sentido de rotação que o da Terra e excentricidade da órbita nula, sempre permanece acima do mesmo ponto e com a mesma altitude (INPE, 2016).

As imagens do globo terrestre do tipo GOES possuem uma escala temporal de 30 minutos. Elas são produzidas por cinco canais espectrais, sendo um visível (0,55 – 0,75  $\mu\text{m}$ ), três canais na faixa do infravermelho (3,8 – 4,0  $\mu\text{m}$ ; 10,2 – 11,2  $\mu\text{m}$ ; 11,5 – 12,5  $\mu\text{m}$ ) e o canal de vapor de água (6,5 – 7,0  $\mu\text{m}$ ). No canal visível, a resolução espacial é de 1 km. Nos canais infravermelhos, a resolução é de 4 km. No canal vapor de água, a resolução é de 8 km. Neste trabalho, utilizou-se a banda 10,7  $\mu\text{m}$  para análise de presença de nuvens. As imagens foram obtidas no endereço eletrônico do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC.



As cartas sinóticas apresentam representações espaciais de elementos que caracterizam o estado do tempo em uma determinada região e momento. Através de sua interpretação, é possível identificar os fenômenos meteorológicos que estão atuando na região. As cartas utilizadas neste trabalho foram obtidas no endereço eletrônico da Diretoria de Hidrografia e Navegação – Serviço Meteorológico Marinho, da Marinha brasileira.

### 3.6 Análise de sensibilidade da escala temporal

Um pequeno experimento foi realizado para avaliar a variação do conjunto de dados segundo a escala temporal de coleta do CintLA. A recomendação da fabricante é utilizar amostras coletadas no intervalo mínimo de 30 segundo para registro das médias a cada 5 minutos (item 3.3). Esse fato dá-se em função da alta variação do  $C_n^2$  na escala de tempo (Scintec, 2016).

No intuito de analisar essa premissa, entre as 11h e as 15h de 22 de setembro de 2016, coletaram-se dados de  $C_n^2$  com quatro escalas temporais distintas, conforme apresentado na Tabela 3.3: Escalas temporais de coleta analisadas.

Tabela 3.3: Escalas temporais de coleta analisadas

Escalas de coleta	Amostragem (s)	Subamostra(s)
1	30	1
2	60	1
3	120	10
4	300	30

Foram analisados o desvio padrão, os maiores e menores valores e a média de cada uma das coletas. Dessa forma, foi possível uma pequena análise do comportamento da variável medida conforme a escala de temporal de coleta.

### 3.7 Estimação do H e tratamento dos dados

Os dados de pressão e temperatura coletados pela estação meteorológica foram submetidos a uma rotina computacional escrita em linguagem *python* (Anexo C), que interpolou os valores da escala temporal de 10 minutos para 5 minutos, escala de coleta do cintilômetro. Os valores interpolados foram inseridos, juntamente com o  $C_n^2$

mensurado pelo cintilômetro, em uma segunda rotina (ANEXO D), que aplicou a Equação 3.11 para obter o  $C_t^2$  correspondente a cada passo de tempo. Assim, aplicando a Equação 3.12, relativa ao método da convecção livre, obteve-se o fluxo de calor sensível para cada valor de  $C_n^2$ .

$$C_t^2 = C_n^2 \left( \frac{T^2}{-0,7810^2 P} \right)^2 \left( 1 + \frac{0,03}{Bo} \right)^{-2} \quad (3.11)$$

$$H = \rho c_p b z_{ef} \left( \frac{g}{T_a} \right)^{1/2} (C_t^2)^{3/4} \quad (3.12)$$

Com o H estimado (ANEXO G), procedeu-se uma primeira análise a fim de se verificar a presença de valores inconsistentes nas séries de dados, ou seja, que não estão necessariamente relacionados aos fenômenos turbulentos da CLA. Sua origem pode ser eletrônica, com picos aleatórios causados tanto no monitoramento quanto na gravação dos dados, ou devido a alguma interferência externa ao equipamento, como, por exemplo, animais ou qualquer objeto que cruze o caminho óptico do CintLA.

Os valores inconsistentes foram identificados e retirados manualmente, com o auxílio dos dados de radiação solar. Estimações de H que apresentaram um valor superior a radiação solar para o mesmo momento foram retirados e substituídos pela média dos valores imediatamente anterior e o imediatamente posterior.

Após definida a altura efetiva, a área fonte e com a série de H consistida, seguiu-se com a análise do comportamento do fluxo de calor sensível durante os dias do experimento. Nessa etapa, os dados de H foram confrontados com as variáveis meteorológicas, que descreveram as condições da atmosfera para estes dias. Assim, foi possível aprofundar a discussão sobre o comportamento do H no período de estudo.

### 3.8 Análise de sensibilidade dos parâmetros de entrada

Os dados de pressão atmosférica e temperatura são necessários para resolver a Equação 3.11. No caso desses dados não estarem disponíveis para obtenção do H pelo

CintLA, a fabricante sugere o uso de valores médios diários. A fim de se obter as incertezas geradas por estender para médias diárias medições momentâneas, realizou-se, um teste de sensibilidade com as variáveis de temperatura e de pressão atmosférica.

Para tal, utilizou-se a rotina descrita no item anterior (ANEXO D). Os dados  $C_n^2$  correspondentes ao dia 23 de setembro, coletados *in situ*, foram reprocessados, primeiramente, com valores médios de temperatura e com os valores de pressão atmosférica coletados pela estação. Na sequência fez - se o inverso, utilizando valores médios diários de pressão atmosférica e dados da temperatura coletados *in situ*. Foram analisadas 9 médias diárias de temperatura (16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30 e 32°C) e 9 médias diárias de pressão atmosférica (1008, 1010, 1012, 1014, 1016, 1018, 1020, 1022 e 1024 hPa). Para cada temperatura e pressão média, foi gerada uma série de valores diários de H. Essas séries, tanto com médias de temperatura quanto com médias de pressão, foram comparadas entre si.

A última etapa do trabalho analisou a sensibilidade do algoritmo de estimação de H à altura efetiva ( $Z_{ef}$ ). Pela Equação 3.12, nota-se que essa variável é diretamente proporcional ao fluxo de calor sensível. Assim, para analisar sua influência na estimação de H, a série diária de  $C_n^2$ , correspondente ao dia 23 de setembro, coletada *in situ* pelo CinLA, foi reprocessada com novos valores de  $Z_{ef}$ . Além da altura efetiva determinada para este estudo (item 4.1.1), analisou-se  $Z_{ef}$  de 32, 35, 43, 46 e 49 m. Para cada altura, foi gerada uma série diária de H que foi comparada com a série obtida com a altura efetiva obtida no item 4.1.1.

## CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Como previamente registrado no texto, durante os dias 23 de setembro e 03 de outubro de 2016, foram coletados, ininterruptamente, dados de fluxo de calor sensível (H) com um CinLA na Ilha do Fundão. Adicionalmente, foram coletados conjuntamente dados meteorológicos de precipitação, radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica e velocidade de vento. Neste capítulo, estrutura-se a apresentação dos resultados em quatro partes.

A primeira parte trata dos parâmetros iniciais que devem ser estimados para o uso de um CinLA. A discussão enfocou dois elementos, notadamente a altura efetiva e a área fonte. Ambas os parâmetros foram estimados utilizando procedimentos anteriormente descritos, aplicados, então, ao contexto de estudo. Contudo, devido à carência de dados locais, não foi possível definir uma área fonte, potencialmente passível de ser obtida a partir de dados mensurados, no presente trabalho. Assim, optou-se pela aplicação de um modelo com base em dados de literatura, simulando uma área fonte potencial para o estudo.

Na segunda parte, é realizada uma breve caracterização da atmosfera local baseada nas variáveis meteorológicas coletadas durante os dias de estudo. Nesta parte, além dos dados obtidos pelas estações meteorológicas, a discussão foi auxiliada pelas cartas sinóticas e por imagens do sensor GOES dos dias de estudo. Assim, foi possível identificar o comportamento das variáveis perante os fenômenos meteorológicos de entrada de frente fria e de cavado de pressão, assim como analisar a cobertura de nuvens durante os dias de experimento.

A terceira parte apresenta os dados do parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $C_n^2$ ). Inicialmente, é realizado um pequeno estudo sobre o comportamento do  $C_n^2$  com a variação da escala temporal de coleta. Na sequência os dados de  $C_n^2$  são apresentados e discutidos.

A última parte apresenta os dados de fluxo de calor sensível em dois itens. No primeiro, as séries de dados brutos e processados são exibidas. Logo depois, é realizada uma discussão buscando relacionar os fluxos de calor mensurados com as condições meteorológicas do período de estudo. Dessa forma, é possível observar o comportamento de H perante cada parâmetro meteorológico coletado. No segundo item, expõe-se o resultado de um teste de sensibilidade do H a variações de pressão

atmosférica, temperatura e altura efetiva de medição, considerando-se a coleta por cintilometria.

#### 4.1 Parâmetros iniciais para mensuração de fluxo de calor sensível

Para uma estimativa consistente de  $H$  pelo CinLA, faz-se necessária a correta determinação dos parâmetros iniciais. Nesta primeira seção, são apresentados os resultados do cálculo da altura efetiva e da determinação da área fonte do estudo. Esses dois valores possuem importância na consistência final da série de dados, fazendo com que eventuais erros na sua determinação comprometam todo o conjunto de dados.

##### 4.1.1 Altura efetiva

Para correta estimativa do fluxo de calor sensível, é necessário obter a altura efetiva do caminho óptico, ou seja, um valor para a altura que represente o perfil topográfico sob o caminho óptico. A importância da determinação correta dessa altura é apresentada em diversos trabalhos na literatura (Hartogenesis *et al.*, 2003; Evans e Brui, 2011). Como visto no item 3.3.1, o valor é obtido a partir de uma função de ponderação da contribuição do terreno na mensuração de  $H$ , aplicada ao perfil topográfico sob o caminho óptico do experimento. A Figura 4.1 apresenta o perfil topográfico da área sob o caminho óptico do CinLA, juntamente com a representação da função de ponderação no deslocamento para a área de estudo. Considera-se a altura zero (0) a parte mais baixa do terreno.

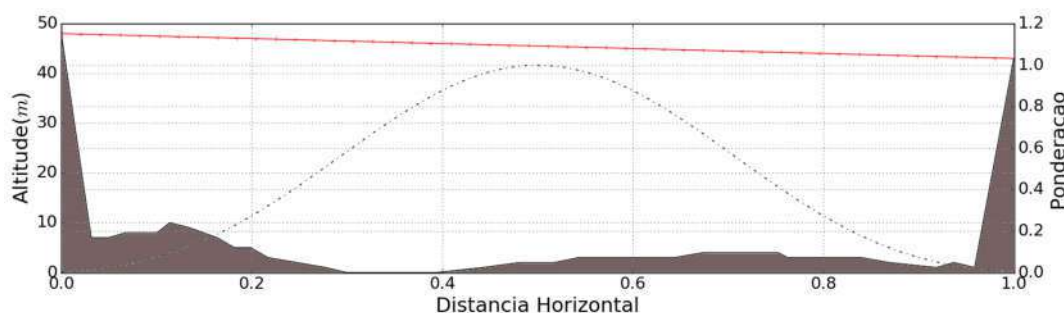


Figura 4.1: Representação do perfil topográfico do local de estudo com a distância horizontal normalizada (eixo x) e a função de pesos (linha tracejada) sobre o caminho óptico (em vermelho); T - transmissor, R - receptor.

A partir da função de pesos, foi calculada a média ponderada das altitudes do perfil topográfico segundo seu peso correspondente. A altura efetiva encontrada foi 39,29 m, sendo esse valor inserido como dado de entrada nas medições do CintLA.

#### **4.1.2 Estimativa da área fonte**

Neste item é apresentado um exemplo de estimativa da área fonte (*footprint*) do experimento. Como visto no item 3.3.2, os modelos que estimam a área fonte possuem, como parâmetro de entrada, o comprimento de Obukhov ( $L$ ), a velocidade de fricção e o desvio padrão da velocidade do vento. Os dados de vento coletados no estudo, obtidos a uma altura próxima de 2 metros na estação meteorológica, não foram representativos para estimativa do fluxo de calor sensível ( $H$ ), como será tratado com detalhes no item 4.4, inviabilizando o uso desses dados para a estimativa da área fonte.

A estimativa de  $H$  considerou a camada limite planetária em convecção livre, aplicando, assim, método da convecção livre (item 2.3.4.3), que possibilita obter o  $H$  diretamente do parâmetro de estrutura da temperatura, sem necessitar do cálculo do comprimento de Obukhov e da velocidade de fricção. Dessa forma, tanto os dados de vento quanto o comprimento de Obukhov e velocidade de fricção não estavam disponíveis para estimativa da área fonte.

Diante desse cenário, optou-se por modelar uma área fonte para o experimento a título de demonstração. Para tanto, foi utilizado o procedimento do item 3.3.2, dados complementares obtidos na literatura, altura efetiva, discutida no item anterior, e o comprimento do caminho óptico. O resultado, apresentado na Figura 4.2, indica a contribuição do terreno estudado nos valores mensurados de  $H$  pelo CinLA.

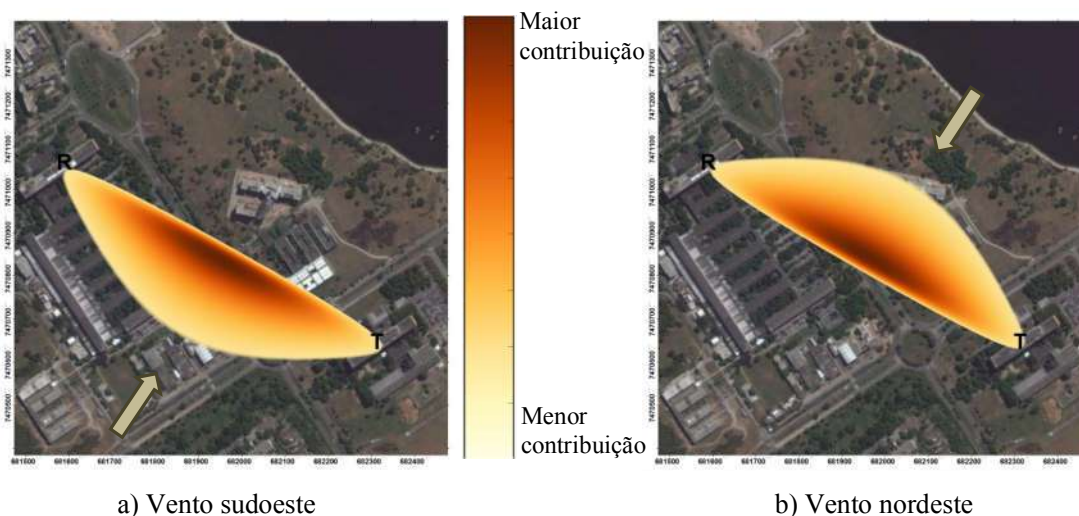


Figura 4.2: Modelo de área de fonte (*footprint*) para o local de estudo.

A Figura 4.2 mostra uma representação da área fonte do experimento na ocasião de ventos provindos do sudeste (Figura 4.2 – a) e noroeste (Figura 4.2 – b). O vento sudoeste caracteriza a brisa marítima, que ocorre, aproximadamente, entre 12h e 20h. O vento nordeste caracteriza a brisa terrestre, que, mais fraca que a brisa marítima, ocorre no período da noite e começo da manhã, entre 20h e 11h.

O cálculo da área fonte considerou um comprimento de Obukhov de  $-185,2$  m, valor encontrado por Von Random *et al.* (2008) para uma área de floresta tropical na região amazônica brasileira. Os valores de desvio padrão do vento e velocidade de fricção utilizados foram, respectivamente,  $3 \text{ m.s}^{-1}$  e  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ , ambos os valores encontrados por Lee (2015) para estimação de área fonte em uma costa marinha na Coreia do Sul. Os gráficos de área fonte, após implementados, foram georreferenciados e dispostos sobre uma imagem de satélite do terreno.<sup>7</sup>

Pela Figura 4.2, percebe-se que as áreas mais próximas ao centro possuem uma maior contribuição nos valores medidos, constatação coerente com a equação de ponderação do CinLA. A determinação dessa área é de suma importância para estudos com o CinLA, uma vez que possibilita quantificar a área de representação dos valores medidos. Dessa forma, viabiliza estudos que buscam, por exemplo, identificar a influência da cobertura do solo no processo de fluxos de energia (Ezzahar *et al.*, 2007; Timmermans *et al.*, 2009; Maronga *et al.*, 2014) ou uma interação com sensoriamento

<sup>7</sup> Obtida no Googleearth.

remoto (Hemakumara *et al.*, 2003; Tang *et al.*; 2011; Samain *et al.*, 2012; Bai *et al.*, 2015; Al-Gaadi *et al.*, 2016).

## **4.2 Caracterização meteorológica da atmosfera**

Antes de analisar o fluxo de calor sensível gerado pelo CinLA, esta seção propõe-se a caracterizar, minimamente, a atmosfera durante os dias de experimento. Algumas limitações de infraestrutura ocorreram nesta etapa, limitando uma caracterização mais aprofundada da atmosfera momentânea. Esse aspecto afetou a discussão em relação a algumas variáveis estudadas.

Uma das limitações foi a coleta de dados de chuva. A estação meteorológica do IGEO/UFRJ, que forneceu os principais dados meteorológicos, não registrou dados de pluviosidade. Dessa forma, essa variável foi analisada a partir de dados coletados em duas estações meteorológicas localizadas próximas à Ilha do Fundão, ambas pertencentes ao sistema Alerta Rio da prefeitura do Rio de Janeiro.

Outra limitação dos dados meteorológicos foi o registro de direção e velocidade do vento. A estação meteorológica do IGEO/UFRJ tem uma grande proximidade do local de estudo, entretanto o anemômetro, responsável pelos dados de direção e velocidade do vento está posicionado entre 1,5 e 2 m de altura. Essa altura não é indicada para mensuração desta variável, uma vez que a rugosidade de superfície possui uma forte influência sobre os valores medidos. Cogitou-se ainda a possibilidade de utilizar modelos numéricos para estimar a velocidade do vento na altura de mensuração, tomando como base os dados de vento medidos em campo, o que pode ser considerado no desenvolvimento de futuros trabalhos.

### **4.2.1 Pressão atmosférica**

A pressão atmosférica durante os dias do experimento, 23 de setembro de 2016 a 3 de outubro de 2016, variou entre 1008,6 hPa e 1022,2 hPa. O mínimo de pressão registrado teve a sua ocorrência às 14h50 do dia 04 de outubro de 2016. O valor máximo de pressão teve duas ocorrências na série, ambos no dia 1 de outubro de 2016,



o primeiro às 22h10min e o segundo às 22h30min. O valor médio no período foi de 1015,70 hPa. A Figura 4.3 apresenta a série temporal da pressão atmosférica registrada.

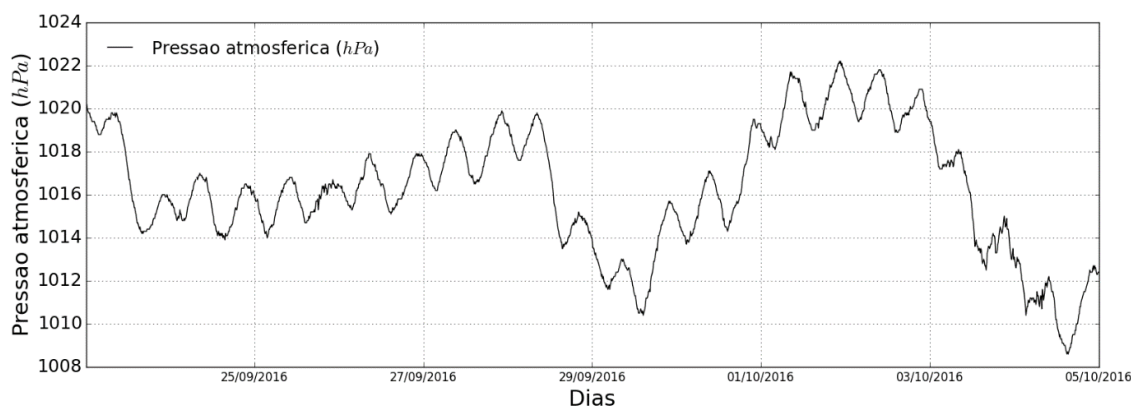


Figura 4.3: Pressão atmosférica na Ilha do Fundão entre os dias 23/09/2016 a 04/10/2016

Analisando-se a Figura 4.3, notam-se dois picos mínimos de pressão, um no dia 29 de setembro às 13h10min e o menor valor do estudo, registrado no dia 04 de outubro. Esses dois valores podem estar associados à presença de dois eventos meteorológicos que atuaram sobre o estado do Rio de Janeiro no período de coleta de dados, como pode ser observado nas cartas sinóticas de superfície feitas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha, apresentadas na Figura 4.. Nessas cartas, é possível observar os sistemas meteorológicos atuantes no estado do Rio de Janeiro.

A Figura 4.4 apresenta as cartas sinóticas dos dias 28, 29 e 30 de setembro de 2016 (Figura 4.4 – a, b e c). Nela, é possível observar a aproximação de uma frente fria, que provocou uma redução temperatura local nos dias seguintes ao dia 29, como será discutido no item 4.2.3. No entanto, no dia 29, foi registrada uma alta temperatura. O ar quente expande-se, reduzindo sua densidade. Com esse mecanismo, fica mais leve, provocando uma redução na pressão atmosférica. Após a entrada da frente fria, a temperatura diminui, fazendo com que o ar se comprima e fique mais pesado. Conseqüentemente, a pressão atmosférica aumenta, como se percebe nos dias 1, 2 e 3 de outubro de 2016.

Em relação ao dia 04 de outubro de 2016, o mínimo de pressão registrado está associado a outro fenômeno meteorológico. Como pode ser observado na sequência da Figura 4. d, e, f, nesse dia, as cartas sinóticas caracterizam a presença de um cavado em superfície, que se estende na direção sudeste rumo ao oceano Atlântico, atuante sobre o

estado do Rio de Janeiro. Essa região de baixa pressão pode justificar o valor reduzido de pressão atmosférica registrado para esse dia, uma vez que a Ilha do Fundão está na área de abrangência do fenômeno.

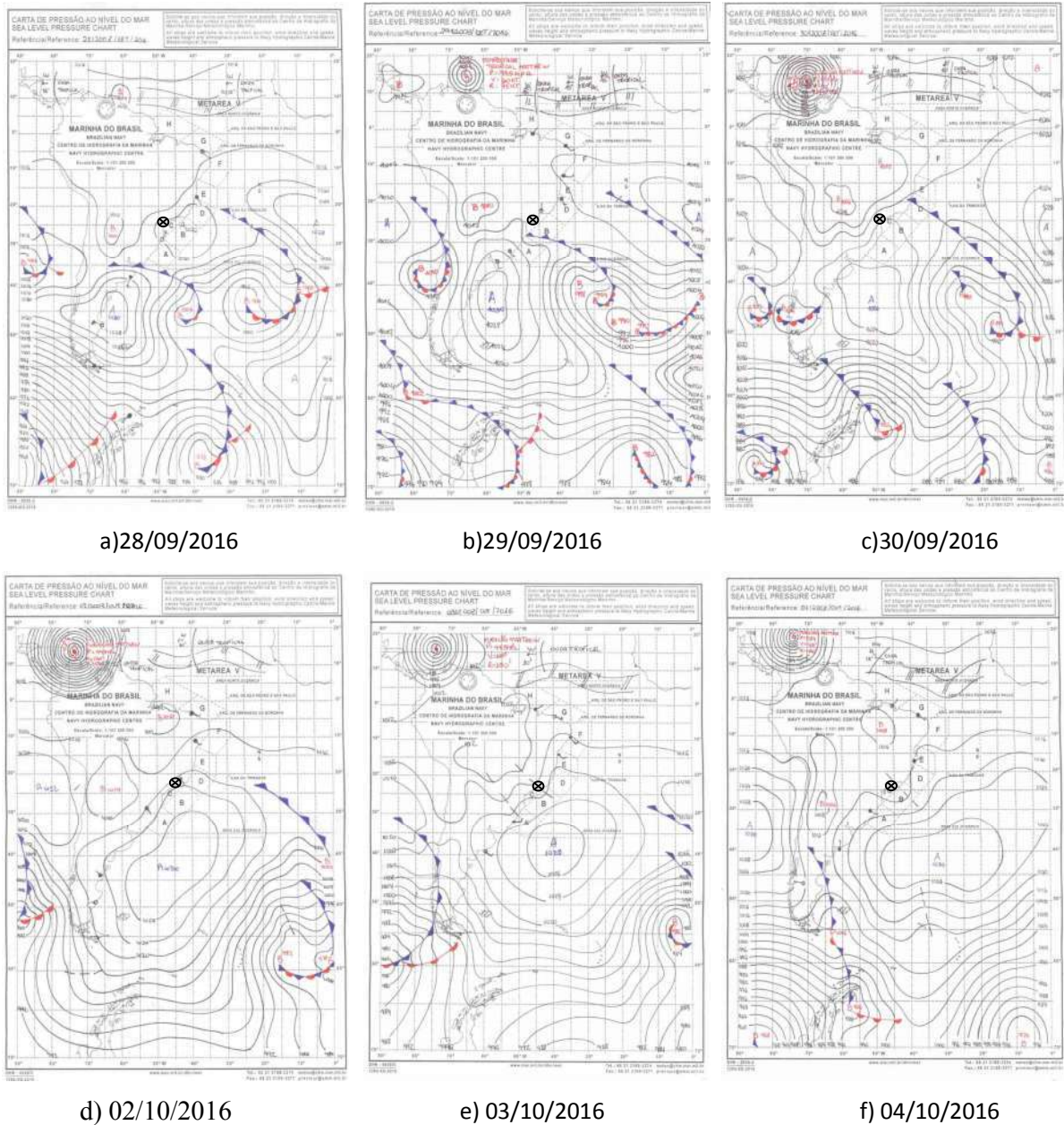


Figura 4.4: Cartas sinóticas dos dias 28 a 29/09/2016 e de 02 a 4/10/2016.

#### 4.2.2 Radiação solar

A radiação solar registrada nos dias do estudo é apresentada na Figura 4.5. Por meio de sua análise, possível perceber o comportamento diário dessa variável. Os dias 23, 24, 28 e 29 de setembro de 2016 e o dia 3 de outubro de 2016 apresentaram uma maior uniformidade e altos picos de radiação solar. Os demais dias apresentaram variações na radiação ao longo do dia, sendo que os dias 25 e 30 de setembro de 2016 e 1 e 2 de outubro de 2016 apresentaram picos consideravelmente menores em relação aos demais.

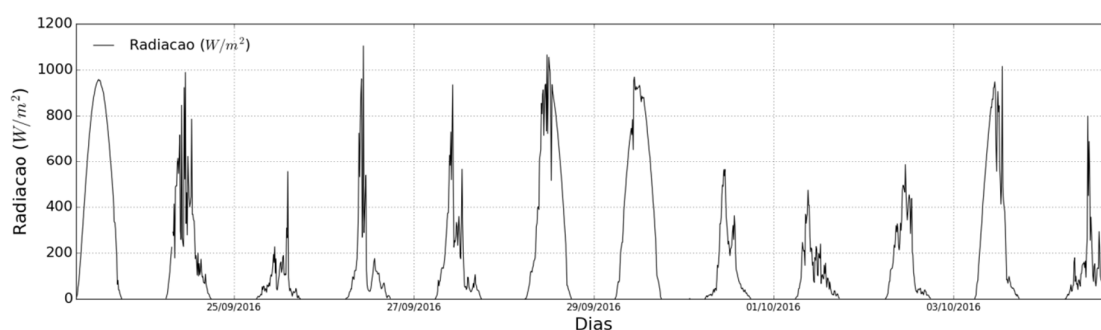


Figura 4.5: Radiação solar na Ilha do Fundão para os dias do estudo.

A radiação solar incidente está diretamente relacionada com a cobertura de nuvens do local, de forma que, quanto maior for a cobertura de nuvens, menor será a quantidade de radiação de onda curta que chegará à superfície. Como as nuvens não refletem a radiação solar igualmente em todas as direções (Jensen, 2009), a quantidade de radiação que chega em um ponto da superfície terrestre é variável no decorrer do tempo, o que justifica as oscilações na radiação em dias nublados. A Figura 4. permite analisar a presença de nuvens durante os dias 23, 25 e 30 de setembro de 2016 e 1, 2 e 3 de outubro de 2016 por meio das imagens do sensor GOES das referidas datas.



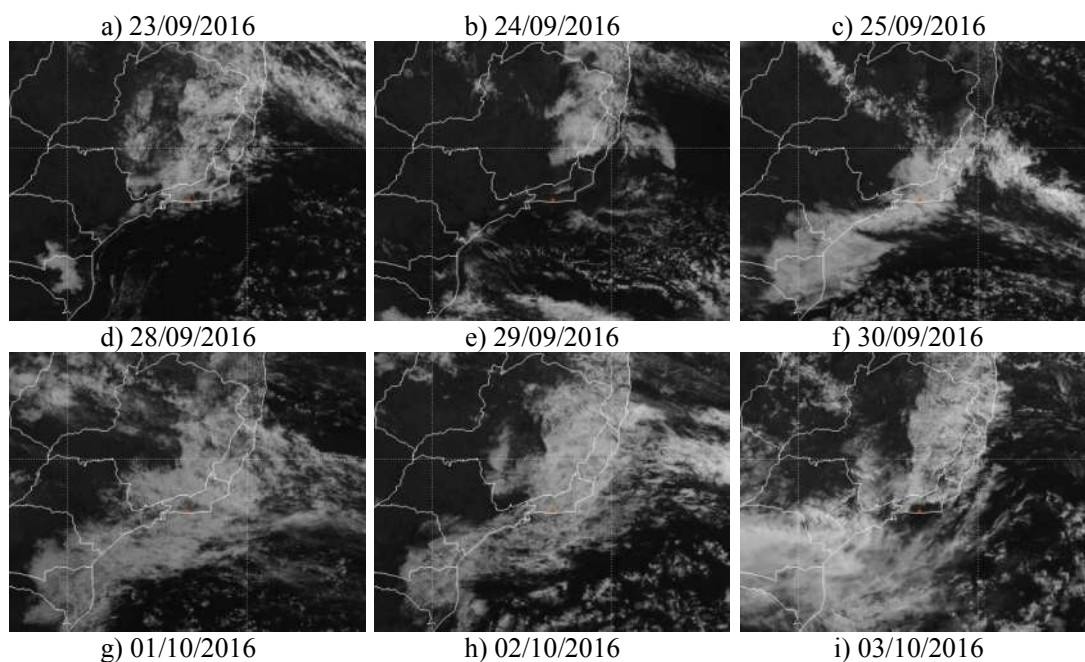


Figura 4.6: Imagens GOES para os dias do experimento, coletadas ao meio dia (UTC 12).  
Fonte: CEPTEC (2016)

Pela Figura 4.6: Imagens GOES para os dias do experimento, verifica-se que o dia 23 de setembro de 2016 apresentou poucas nuvens no céu, corroborando com o comportamento da série suavizada de radiação registrada para esse dia. O mesmo acontece com os dias 25 e 30 de setembro de 2016 e 1 e 2 de outubro de 2016, porém de forma oposta. A Figura 4.6 – c, f, g e h evidenciam, respectivamente, a alta quantidade de nuvens durante esses dias, refletindo em menores picos e variações no ciclo diário de radiação para essas datas. Na Figura 4.6-b, ocorre uma situação intermediária entre os dois primeiros casos. A imagem, referente ao dia 24 de setembro de 2016, mostra um céu parcialmente nublado. Como consequência, a série de radiação para esse dia apresentou um pico elevado, no entanto possui uma grande variabilidade. O mesmo efeito ocorre nos demais dias ao longo do período do experimento.

#### 4.2.3 Temperatura

A Figura 4.7 apresenta a temperatura do ar para os dias do estudo. O valor máximo, 29,5°C, foi registrado no dia 29 de setembro de 2016, enquanto o valor mínimo, 16,9°C,



no dia 23 de setembro de 2016. A temperatura média desse período de tempo foi 20,9°C.

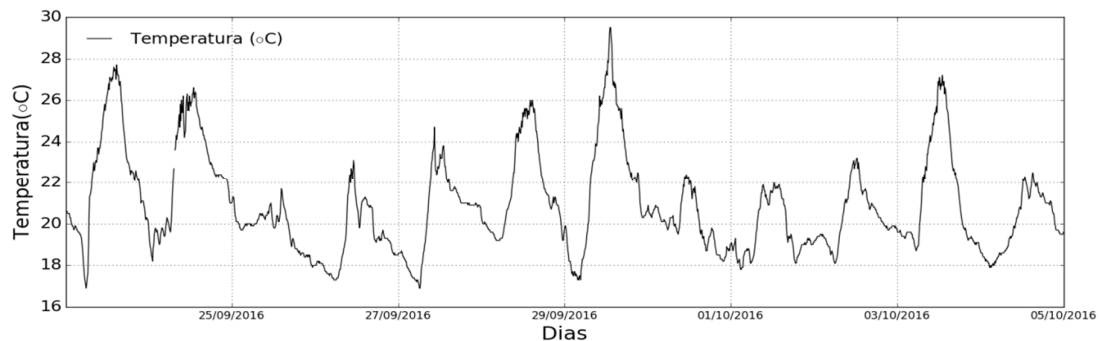


Figura 4.7: Temperatura do ar para os dias do estudo

Variações bruscas na temperatura são identificadas na Figura 4.7, com destaque para os dias 23 e 29 de setembro de 2016. No dia 23, a temperatura máxima registrada foi 27,7°C, ou seja, 10,8°C a mais do que a mínima, 16,9°C. No dia 29, essa variação foi ainda maior, chegando aos 12,2°C, ao registrar 29,5°C de temperatura máxima e 17,3° de temperatura mínima. Essas variações abruptas podem ser resultado de um aquecimento pré-frontal em consequência da aproximação de frentes frias, como a exibida na Figura 4.8.

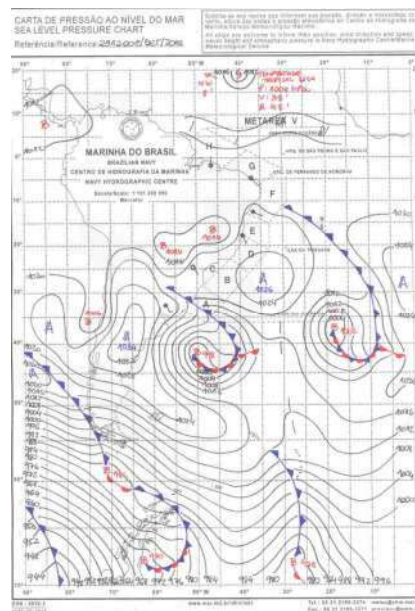


Figura 4.8: Carta sinótica do dia 23 de setembro de 2016

A Figura 4.8 apresenta a carta sinótica do dia 23 de setembro de 2016. Nota-se que há uma frente fria oriunda do Atlântico sul se aproximando do litoral sudeste brasileiro. Esse sistema é proveniente de um núcleo da baixa pressão localizado a leste da costa argentina. O ar frio carregado pela frente pode causar instabilidade na temperatura local, fazendo com que ocorram flutuações bruscas na temperatura. No dia 29, também ocorreu a aproximação de uma frente fria, provinda da mesma região. Esse evento é apresentado na Figura 4.8– a.

A Figura 4.9 apresenta a temperatura do ar juntamente com a temperatura de ponto de orvalho. Analisando essa figura, é possível constatar que a temperatura de ponto de orvalho apresenta uma menor variação dos dados em relação à temperatura do ar. Em tese, esse comportamento é função de uma maior presença de vapor no ar, que, no caso deste estudo, pode ser justificada pelas peculiaridades de um ambiente de ilha litorânea.

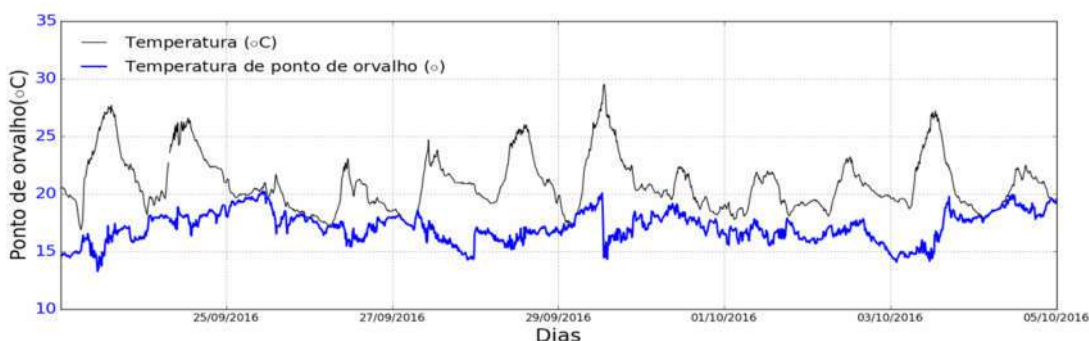


Figura 4.9: Temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho para o período analisado.

#### 4.2.4 Precipitação

A estação agrometeorológica que forneceu os dados para este estudo não coletou dados de precipitação. Assim, essa informação foi obtida através de duas estações pluviométricas do sistema Alerta Rio da prefeitura do Rio Janeiro. Os dados de chuvas, coletados pelas estações de São Cristóvão (latitude : -22,896667 graus; longitude: -43,221667 graus) e Ilha do Governador (latitude: -22,81805 graus; longitude: -43,210278 graus), são apresentados na Figura 4.10.

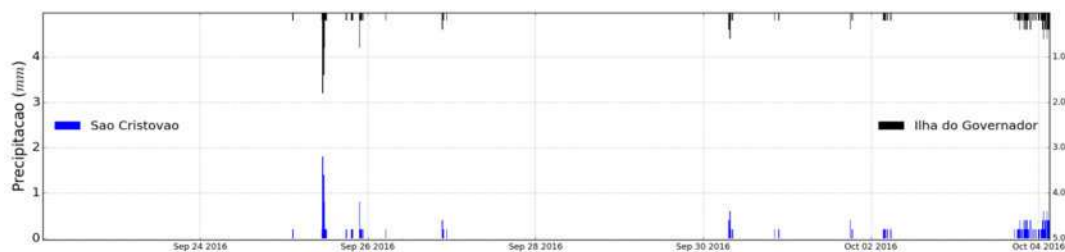


Figura 4.10: Precipitação ao longo dos dias do experimento

Pela Figura 4.10, constata-se que os dias mais chuvosos do experimento foram os dias 25 e 30 de setembro de 2016 e o dia 3 de outubro de 2016. Nos dias 30 de setembro e três de outubro, a estação meteorológica da Ilha do Governador registrou seus maiores valores de chuva, alcançando 1,8 mm/h no primeiro e 4 mm/h no segundo. Para a estação de São Cristóvão, o maior valor foi registrado no dia 25 de setembro, atingindo 1,8mm/h.

#### 4.2.5 Umidade relativa do ar

A umidade relativa do ar para o período de tempo avaliado teve uma média de 80,07%, sendo o menor valor registrado de 39,9%, coletado no dia 29 de setembro, às 13h00min. Em alguns pontos da série, o ar ficou completamente saturado, alcançando, assim, valores máximos de umidade relativa do ar. De forma geral, o período analisado apresentou dias úmidos. Esse fato, possivelmente, é consequência do ambiente da ilha na qual foi realizado o experimento. A lâmina de água que circunda a área favorece a troca de vapores com a atmosfera, umidificando o ar das correntes de vento que adentram a ilha. A Figura 4.11 apresenta os valores de umidade relativa do ar.

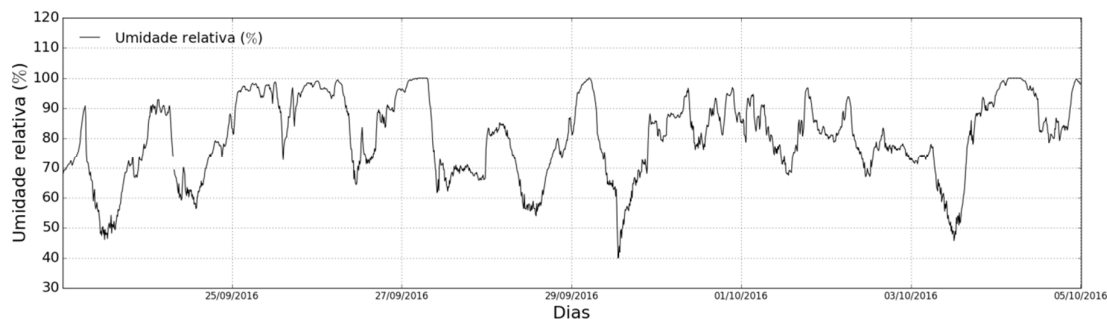


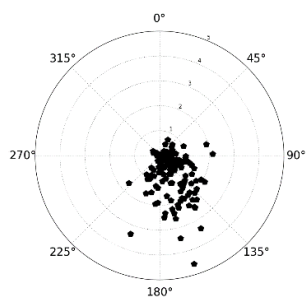
Figura 4.11: Umidade relativa do ar para os dias do experimento.

Observando a Figura 4.11, percebe-se que a umidade relativa do ar possui um comportamento organizado ao longo dos dias analisados, deslocando-se em condições pré-frontais e pós-frontais. O comportamento dessa variável no período de 24 h dá-se em função do curso diurno de evapotranspiração, da temperatura, do vento e dos outros eventos (Souza, 2011). Traçando um paralelo com a Figura 4.10, nota-se que, entre os dias 25 e 26 de setembro de 2016, o ar apresentou-se saturado, coincidindo com as chuvas que ocorreram nesse período. Da mesma forma, o dia 04 de outubro também apresenta uma atmosfera relativamente úmida. No dia 29 de setembro, também apresentaram-se picos de saturação. Nesse dia, como foi apresentado na Figura 4.4 – a, aproximou-se uma frente fria da região, que pode ter influenciado a umidade relativa do ar local.

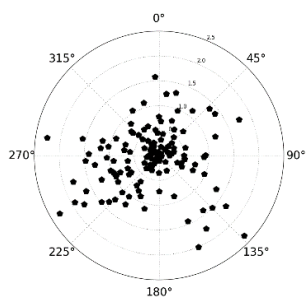
#### 4.2.6 Vento

Figura 4. apresenta a velocidade de vento para os dias do estudo. Os dados estão apresentados em forma de rosas dos ventos para cada dia de coleta. Esse procedimento de apresentação de informações combinadas, considerando a direção e a intensidade do vento, pode ser encontrado em alguns trabalhos na literatura (Pimentel *et al.*, 2014; Guimarães, 2014).

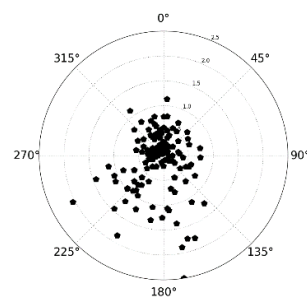




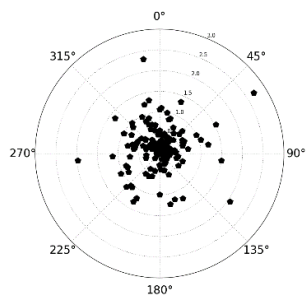
a)23/09/2016



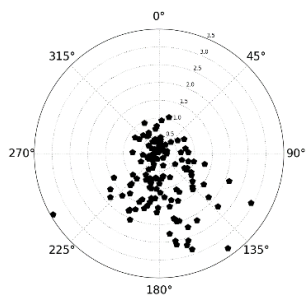
b)24/09/2016



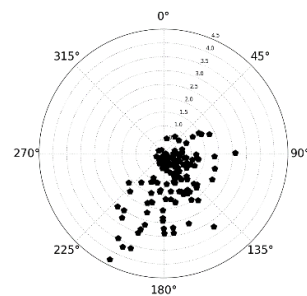
c)25/09/2016



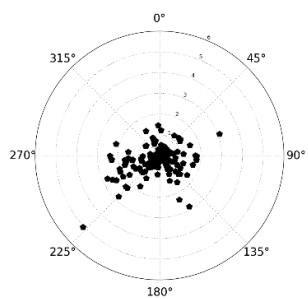
d)26/09/2016



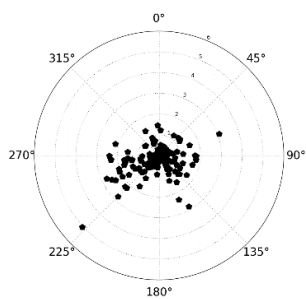
27/09/2016



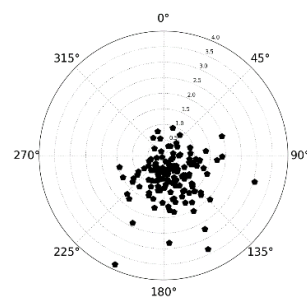
28/09/2016



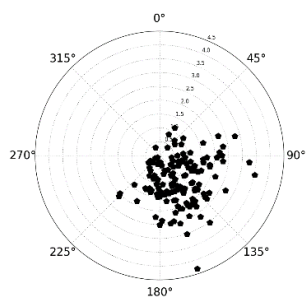
29/09/2016



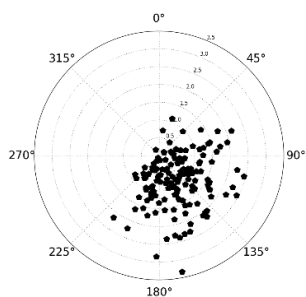
30/09/2016



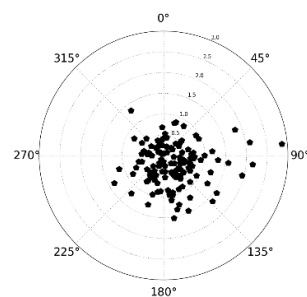
01/10/2016



02/10/2016



03/10/2016



04/10/2016

Figura 4.12: Direção e velocidade do vento para os dias analisados (m/s)

Pela Figura 4.12, nota-se um padrão norte-sul para a maioria dos dias, com predominância de ventos mais fracos. Os dias 23 e 29 de setembro registraram os maiores valores de velocidade de vento, 4,58 e 5,05 m/s, respectivamente, registrado às 16h20min e às 14h. O regime de ventos da região é fortemente influenciado pelo sistema de brisa marítima-terrestre, que varia de atuação no decorrer do dia na região metropolitana do Rio de Janeiro – RMRJ (Pimentel *et al.*, 2014). Uma caracterização aprofundada do regime de ventos locais pode ser consultada em Guimarães (2014).

### **4.3 Parâmetro de estrutura do índice refrativo – $C_n^2$**

Neste item, são apresentados os resultados de  $C_n^2$  mensurados pelo CintLA durante os dias de experimento. Esse parâmetro, como discutido no item 2.2, tem uma relação direta com os fenômenos de cintilação, além de ser a base para o processo de mensuração de fluxo de calor sensível por cintilômetros. Devido a sua sensibilidade com respeito à turbulência óptica (Andrews, 2006; Scintec, 2016), sua variação é muito elevada, sendo necessário um tratamento inicial dos dados que tenha por objetivo identificar e retirar picos espúrios (picos no sinal provocados por motivos diferentes dos fenômenos meteorológicos).

Nessa perspectiva, os próximos itens descrevem os resultados encontrados nas etapas de pré-processamento dos dados de  $C_n^2$  mensurados. Inicialmente, realizou-se um teste de escala temporal de coleta, que será apresentado no próximo item.

#### **4.3.1 Escala temporal de coleta**

Antes de iniciar a coleta de dados deste trabalho, foi realizado, no dia 22 de setembro de 2016, um pequeno ensaio para verificar a sensibilidade do  $C_n^2$  segundo a escala temporal de coleta. Como visto no item 3.6, o valor registrado pelo CinLA é a média de amostras coletadas em subintervalos de tempo. O fabricante indica um período médio de coleta de, no mínimo, 30 segundos, isto é, que as subamostras sejam coletadas a cada 30 segundos (Scintec, 2016), e que cada amostra seja gerada por, no mínimo, 10 subamostras, ou seja, cada amostra média é obtida em intervalos de 5 minutos. Estudos como o de Van Kesteren *et al.* (2014) encontraram uma tendência de

subestimação dos valores de  $C_n^2$  para pequenas escalas temporais, que correspondem a dados obtidos em menores escalas de tempo.

A Figura 4.13 apresenta os resultados do  $C_n^2$  para as quatro (4) escalas de tempo analisadas; a série de dados completa está disponível na ANEXO F. A primeira permitiu a coleta de amostras a cada 30 segundos, obtidas a partir da média de subamostras coletadas em intervalos de um (1) segundo. Para a segunda escala, as amostras foram coletadas a cada 60 segundos e as subamostras também em intervalos de um (1) segundo. Na terceira escala, as amostras foram coletadas a cada 2 minutos (120 s) e as subamostras a cada 10 segundos. Na quarta escala, o intervalo entre as amostras foi de 5 minutos (300 s) e entre as subamostras de 30 segundos (indicação do fabricante).

O CintLA permaneceu 35 minutos registrando dados em cada uma das escalas, sendo que a coleta total durou das 11h00min às 15h10min, intervalo de horário no qual, em geral, são registrados os maiores valores diários de  $C_n^2$ .

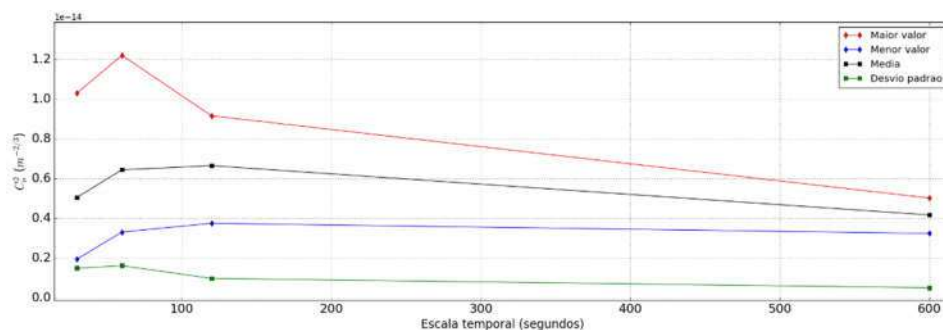


Figura 4.13: Valores máximos, mínimos, média e desvio padrão das escalas de coleta analisadas.

Observando-se a Figura 4.13, nota-se uma redução do desvio padrão da escala 2 (60 amostras de 1 s) para escala 3 (12 amostras de 10 s), e da escala 3 para escala 4 (10 amostras de 30 s). Os valores obtidos refletiram, também, uma tendência de aproximação dos valores máximos e mínimos da média entre essas escalas empregadas. Registre-se ainda uma sutil redução do valor médio conforme o aumento do intervalo amostral. Como os conjuntos de dados não foram obtidos simultaneamente, esse resultado pode não ser representativo. Por outro lado, considerando o horário em que foi realizada a coleta (das 11h às 15h), essa redução do valor médio é coerente com a tendência natural da redução dos valores do  $C_n^2$  na segunda metade do dia.

Por fim, optou-se por seguir a recomendação do fabricante. Dessa forma, todos os dados coletados pelo CinLA deste trabalho foram obtidos com intervalos amostrais de 5 minutos e subamostras de 30 segundos.

#### 4.3.2 Valores do parâmetro de estrutura do índice refrativo – $C_n^2$

Na camada limite da atmosfera – CLA, geralmente, observam-se valores de  $C_n^2$  da ordem de  $10^{-12}$  a  $10^{-17} \text{ m}^{-2/3}$  (Tunick *et al.*, 2005). Altos valores de  $C_n^2$  podem indicar uma alta turbulência atmosférica e um potencial para perturbações no campo de ondas visuais, por exemplo, gerando imagem embaçada que se observa acima de uma superfície de asfalto suficientemente quente. Logo, os valores de  $C_n^2$  estão relacionados com o aquecimento da superfície, acompanhando sua variação ao longo do dia. Durante o experimento, ocorreram dias de céu limpo (pré-frontal), 23 de setembro de 2016, assim como dias nublados (pós-frontal), sendo  $6,27 \times 10^{-14}$  o maior valor de  $C_n^2$  registrado nesse período de tempo e  $2,27 \times 10^{-17}$  o menor, respectivamente. A Figura 4.14 apresenta os valores de  $C_n^2$  do presente estudo.

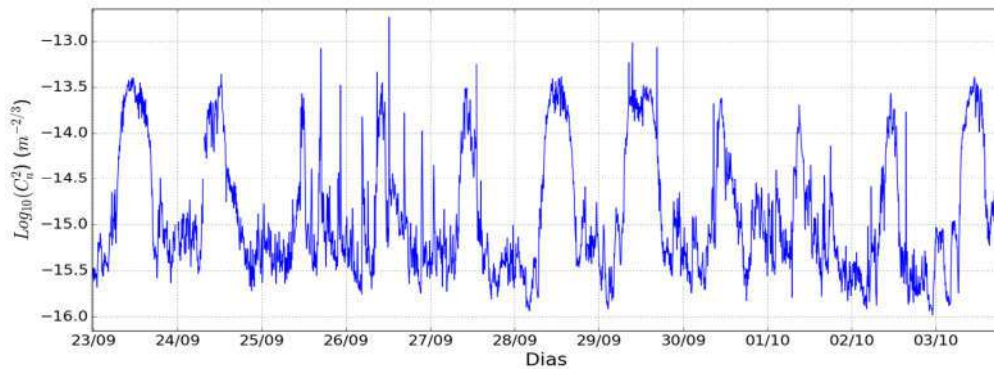


Figura 4.14: Valores do parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $\text{m}^{-2/3}$ ).

Analisando a Figura 4.14, é possível identificar os ciclos diários de  $\log(C_n^2)$ . Valores mais baixos, entre -15 e -17  $\text{m}^{-2/3}$ , indicam uma tendência a condições adiabáticas, como ocorre em dias com muitos ventos e dias nublados (durante a noite) ou durante os períodos depois do nascer do Sol e antes do pôr do Sol. Essa constatação é

confirmada na Figura 4.14, onde os valores de  $\log(C_n^2)$  foram menores que -15 para o períodos noturnos.

Nos dias 23, 28 e 29 de setembro de 2016, houve um melhor padrão no ciclo diário de  $C_n^2$ . Esse padrão relaciona-se diretamente com o sistema de aquecimento da superfície terrestre diário, de forma que, no início e no final do dia, apresentam-se os menores valores, enquanto, próximos ao meio-dia, os maiores. Nesses dias, também, houve a ocorrência de céu limpo, como visto no item 4.2.2, o que confirma o comportamento esperado pela literatura. Nos dias 25 e 30 de setembro de 2016 e 01 e 02 de outubro de 2016, o  $C_n^2$  refletiu, em sua série de dados, o tempo nublado (item 4.2.2), de forma que os valores de  $C_n^2$  possuíram maiores variações ao longo do dia.

#### **4.4 Fluxo do calor sensível - H**

Nesta seção, são apresentados os valores de fluxo de calor sensível (H) encontrados durante 10 dias de experimento na Cidade Universitária – Ilha do Fundão. Os dados brutos coletados pelo CinLA foram, primeiramente, tratados para retirada de sinais espúrios. Na sequência, analisou-se seu comportamento, relacionando-o com as variáveis meteorológicas para dias de estudo.

Na última etapa do trabalho, realizou-se uma análise de sensibilidade para os parâmetros de entrada temperatura e umidade do ar, segundo a qual foi possível identificar a influência de cada uma delas na mensuração final.

##### **4.4.1 Fluxo de calor sensível da Ilha do Fundão**

Ao todo foram coletados dados de 11 dias, iniciando-se a coleta 00h do dia 23 de setembro de 2016 e finalizando-a às 22h30min do dia 03 de outubro de 2016. A Figura 4.15 apresenta os valores brutos fornecidos diretamente pelo CinLA, sem tratamento prévio. As únicas filtragens aplicadas foram as que são realizadas automaticamente pelo CinLA durante a mensuração de H.

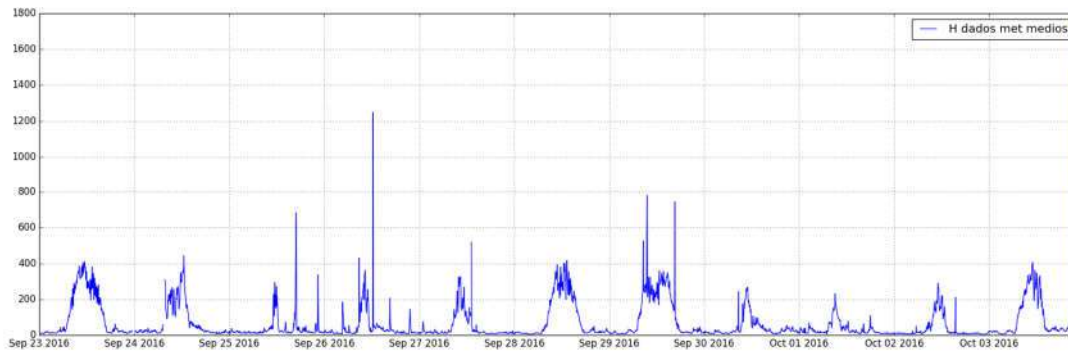


Figura 4.15: Fluxo de calor sensível para os dias de estudo.

Analisando a Figura 4.15, é possível identificar alguns picos espúrios, como no ciclo diário do dia 27/09/2016. No final do dia 03 de outubro de 2016, foi registrada a subida abrupta na série de  $H$ , com um pico máximo de  $1753.043 \text{ W.m}^{-2}$ . Essa elevação foi em consequência do incêndio ocorrido no prédio da reitoria da UFRJ (Globo, 2016), no qual estava instalado o transmissor do CinLA. O fogo atingiu o último andar do prédio, espalhando-se pelo andar imediatamente abaixo do local de instalação do aparelho. O calor intenso das chamas aqueceu o ar do ambiente, ocasionando um aumento súbito, aproximadamente cinco vezes maior em relação aos fluxos mensurados nos dias anteriores, no fluxo de calor sensível registrado pelo CinLA. Devido a esse evento, o experimento teve que ser interrompido.

Os valores de fluxo de calor sensível com e sem retirada de valores incoerentes são apresentados na Figura 4.16. Nela, o valor máximo registrado no evento de incêndio é retirado e é possível avaliar com melhor detalhamento os ciclos diários de  $H$ , com os maiores valores sendo registrados ao meio do dia e os menores valores durante a noite. Um ponto importante a ser destacado sobre os registros noturnos refere-se ao sentido do fluxo. Dada a forma com que o cintilômetro estima o fluxo de calor sensível, não é possível diferenciar pelo instrumento se o fluxo é positivo (isto é, da superfície da terra em direção à atmosfera) ou negativo (da atmosfera em direção à superfície terrestre). Por essa razão, assume-se que todos os fluxos são positivos. O sinal do fluxo deve ser determinado com um auxílio de dois termômetros instalados, simultaneamente, no solo e na atmosfera do lugar de estudo. Assim, a partir da diferença de temperatura registrada pelos termômetros, é possível identificar o sentido do fluxo, considerando o princípio

básico de que o calor se transfere da superfície de maior temperatura para a superfície de menor temperatura.

A Figura 4.16 apresenta o fluxo de calor sensível antes e depois da retirada de dados inconsistentes.

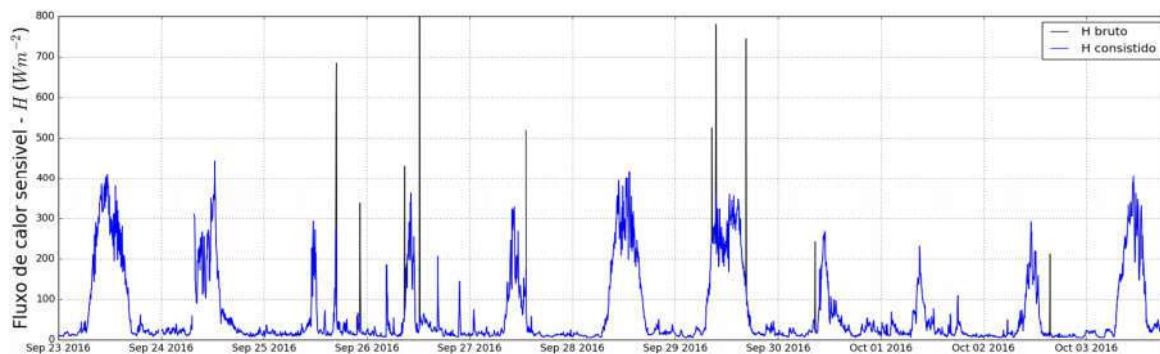


Figura 4.16: Fluxo de calor sensível ao longo do experimento.

O maior valor de H registrado foi  $443,98 \text{ W.m}^{-2}$ , sendo o valor médio  $64,38 \text{ W.m}^{-2}$ . Nota-se, pela Figura 4.16, que o fluxo de calor sensível apresentou uma aparente resposta aos processos atmosféricos ocorridos durante os dias de estudo (item 4.2), tal como a entrada de frentes frias nos dias 24 de setembro e 30 de setembro de 2016 (Figura 4.4 e Figura 4.8). Essa resposta pode ser originária de uma sensibilidade indireta do H a esses processos, como será discutido na sequência do texto.

O H está intimamente relacionado com a radiação solar. Uma vez que a energia do Sol atinge a superfície terrestre, ocorre um aquecimento do solo, que, por sua vez, transfere calor para o ar da camada limite planetária. No presente estudo, essa relação foi consideravelmente representada, como exibe a Figura 4.17. Nela, os registros de H são contrastados com os de radiação solar, o que torna possível identificar a equivalência dos picos, maior valor em cada dia, e os menores valores de H durante o período noturno.

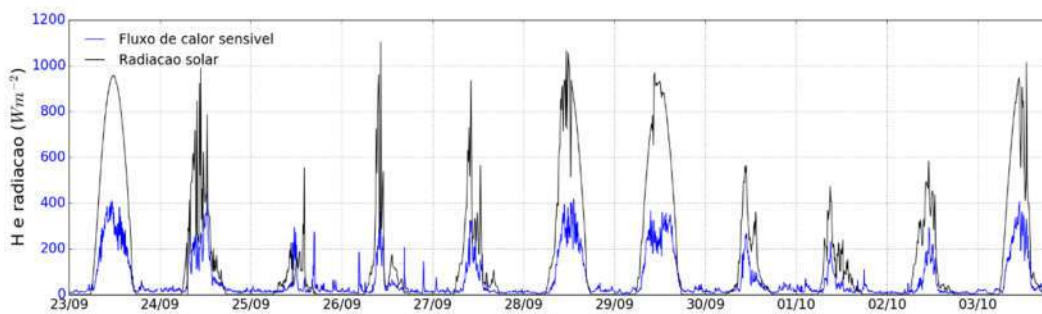


Figura 4.17: Fluxo de calor sensível e radiação solar nos dias do experimento.

Ainda na Figura 4.17, é interessante destacar o processo de fluxos de energia. Percebe-se que os processos de troca de calor acontecem simultaneamente, gerando padrões semelhantes em ambas as séries de dados. É possível identificar, também, a parcela de energia que foi dissipada pelo solo ou retornou a atmosfera pelo calor latente. Por exemplo, para o dia 23 de setembro de 2016, a radiação solar máxima quase alcançou  $1000 \text{ W.m}^{-2}$ , enquanto o fluxo de calor sensível alcançou em torno de  $400 \text{ W.m}^{-2}$ . Considerando-se apenas como fonte de energia da superfície terrestre a radiação solar, algo em torno de  $600 \text{ W.m}^{-2}$  foram convertidos em outra forma de energia, isto é, pouco mais de 1,5 vezes o valor de energia convertida em H. Tendo por base a equação do balanço de energia na superfície da terra (Equação 2.22), os  $600 \text{ W.m}^{-2}$  foram absorvidos pelo solo ou retornaram para a atmosfera, em frações que podem variar segundo a cobertura do solo, velocidade do vento, da umidade da superfície, entre outros (Garrant, 1992; Arya, 2001). A análise desses fluxos requer uma maior quantidade de dados, que, por sua vez, não foram coletados neste estudo. Contudo, esses resultados podem abrir caminho para pesquisas futuras com o CinLA que envolvam as componentes do fluxo de energia. Esses estudos, por exemplo, podem vir a revelar os padrões de comportamento de cada componente segundo aspectos do terreno e das condições meteorológicas, uma vez que o CinLA possibilita medições de H em grandes áreas.

Na Figura 4.18, é apresentado o fluxo de calor sensível em conjunto com a temperatura atmosférica e a temperatura de ponto de orvalho. Quando as curvas de temperatura se aproximam, presume-se que há uma grande quantidade de vapor de água no ar, ou seja, uma umidade relativa próxima ou igual a 100%. Altos valores de



umidade na atmosfera podem ser resultantes da evapotranspiração em superfície, isto é, de processos de mudança de fase e, conseqüentemente, um indicativo de um alto fluxo de calor latente. Nos dias 23 de setembro e 03 de outubro de 2016, o céu estava relativamente limpo (pré-frontal), tendo uma curva diária padrão de radiação solar, de  $H$  e um comportamento característico do ponto de orvalho, com sua maior distância da temperatura do ar no momento de maior temperatura do dia. No entanto, nos demais dias que apresentaram céu parcialmente nublado a nublado, os três valores não apresentaram um padrão.

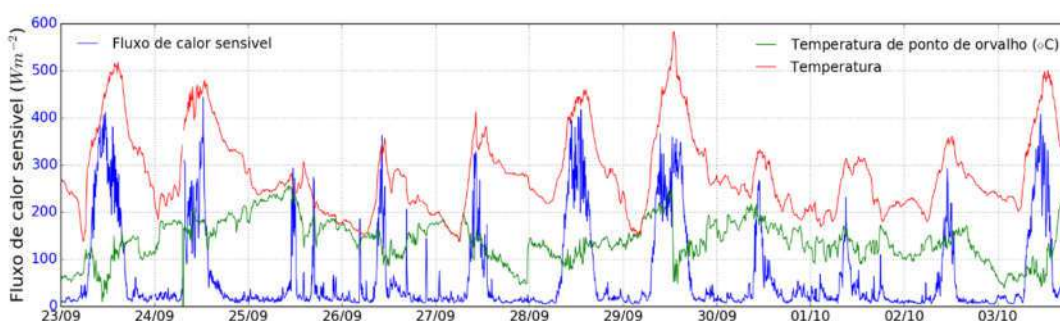


Figura 4.18: Fluxo de calor sensível e temperatura nos dias do experimento.

Na Figura 4.18, acontece um retardo nos picos das curvas. Percebe-se que a hora do registro do maior valor de temperatura do dia acontece depois do maior valor de  $H$  registrado. Esse acontecimento pode ser consequência do processo de aquecimento da Terra, uma vez que a radiação solar aumenta a temperatura da superfície terrestre e depois a superfície transfere calor para atmosfera através do fluxo de calor sensível. A temperatura da atmosfera na CLS é elevada, então, por consequência desse fluxo. Devido à ordem dos eventos, é esperado o retardo registrado nos picos. Em quase todos os dias, nota-se o atraso, no entanto, no dia 24 de setembro de 2016, não se evidencia. Neste caso, também, seria necessária uma quantidade maior de dados para avaliar o acontecimento, que pode ter sido consequência, por exemplo, do ambiente de ilha na qual foi realizado o estudo.

A velocidade do vento possui influência no fluxo de calor sensível mensurado pelo CinLA, principalmente na taxa de dissipação do fluxo de calor sensível (Nakaya *et al.*, 2006), na determinação da área fonte (Beyrich *et al.*, 2002) e na relação do  $H$  com a cobertura do solo (Lee, 2015). Na Figura 4.19, são apresentados os dados de velocidade

do vento dos dias do experimento em conjunto com os valores de fluxo de calor sensível estimados pelo CinLA na Ilha do Fundão.

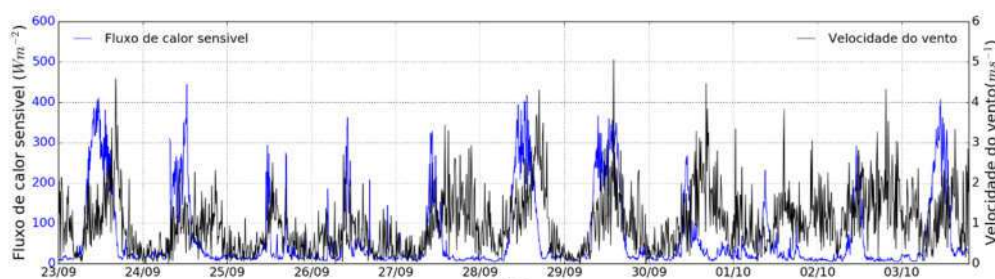


Figura 4.19: Fluxo de calor sensível e velocidade do vento nos dias do experimento.

Analisando a Figura 4.19, percebe-se que o padrão de comportamento da série de ventos difere um pouco do padrão da série de H. Lee (2015), ao estudar o H com um CinLA em uma área de costa, verificou que, em velocidades de vento menores que 2 m/s, os fluxos turbulentos sobre a costa e superfície do oceano tem uma maior contribuição no H mensurado pelo CinLA. Comparando-se com a turbulência atmosférica registrada através do Cn2 (Figura 4.14), essa relação não está evidente neste estudo. No entanto, ressalta-se que pode ser uma consequência dos dados de vento não serem representativos para o experimento do cintilômetro. A justificativa para tal desvio é porque a estação agrometeorológica que forneceu os dados do estudo possui o anemômetro instalado a 2 metros de altura. Esse valor é inferior à altura recomendada de 10 m (WMO, 2008) ou 10 vezes a altura do obstáculo mais alto do terreno.

#### 4.4.2 Análise de sensibilidade dos dados

Esta última parte apresenta uma simples análise de sensibilidade da mensuração do fluxo de H com CinLA perante a variações dos valores de pressão atmosférica, temperatura e altura efetiva. Os valores de H estimado com as variáveis instantâneas, ou seja, registrados pela estação meteorológica simultaneamente com os valores de  $C_n^2$  coletados pelo CinLA, foram contrastados com valores de H obtidos pelos mesmos valores de  $C_n^2$ , porém utilizando uma média diária para as variáveis temperatura e

pressão atmosférica. O modelo BLS 450 possibilita utilizar valores médios dessa variável para estimar o  $H$ , no caso em que não haja sensores meteorológicos que disponibilizem essas variáveis instantaneamente. Segundo as indicações do fabricante (Scintec, 2015), desvios de  $10^{\circ}\text{C}$ , positivo ou negativo, na temperatura de entrada em relação a temperatura real, pode ocasionar erros de aproximadamente 5% no  $H$  medido. Em relação à pressão, variações de  $\pm 10$  hPa provocam erros em torno de 0,5%.

O método da convecção livre (item 2.3.4), utilizado para estimar o  $H$  neste experimento, é sensível à variação da altura efetiva ( $Z_{ef}$ ). Dessa forma, buscou-se analisar como os valores de  $H$  são afetados por esta variável. A heterogeneidade da topografia e da cobertura do terreno sob o caminho óptico deve ser ponderada na determinação de  $Z_{ef}$ . (item 4.1.1.). Em caso de cenários em que esses dados não estejam disponíveis na forma ideal, a presente análise busca indicar a incerteza atribuída diante a variação de  $Z_{ef}$ .

Nesse âmbito, o presente estudo busca analisar o comportamento da série de dados de  $H$  conforme a alteração dos valores de cada variável. Essa etapa é importante para fornecer uma base a estudos futuros que busquem utilizar o CinLA em regiões com dados meteorológicos escassos e dados topográficos insuficientes, uma vez que dará uma perspectiva sobre o quanto o dado estimado estará afetado pela generalização dos dados de entrada.

A análise foi produzida a partir da série diária de  $H$  do dia 23 de setembro de 2016. Toda série foi reprocessada para diferentes valores de pressão, temperatura e altura efetiva. Os resultados de cada ensaio estão descritos nos próximos tópicos.

#### **4.4.2.1 Variação da temperatura**

Para avaliar a variação de temperatura, os dados de  $H$  foram reprocessados com 7 diferentes valores de temperatura, que oscilaram de  $20^{\circ}\text{C}$  a  $32^{\circ}\text{C}$ , em intervalos de  $2^{\circ}$  entre eles. O valor médio utilizado na mensuração do  $H$  no dia 23 de setembro foi  $24^{\circ}\text{C}$ . Os resultados encontrados estão resumidos na Tabela 4.1: Valores de  $H$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para cada variação de temperatura.  $V_{\text{max}}$ : valor máximo;  $V_{\text{min}}$ : valor mínimo;  $V_{\text{med}}$ : média;  $\sigma$ : desvio padrão. As médias seguidas pela mesma letra não diferem estatisticamente entre si no teste de Tukey no nível de significância e na Figura 4.20.

A Tabela 4.1 apresenta os valores mínimos e máximos, a média e o desvio padrão para cada uma das temperaturas estudadas. A amplitude total da variação de temperatura, 16°C, representou uma variação de 0,78 W.m<sup>-2</sup> no valor mínimo, 7,2 W.m<sup>-2</sup> no valor máximo, 7,2 W.m<sup>-2</sup> na média (6,6%) e 6,84 W.m<sup>-2</sup> no desvio padrão. Pela estatística F, não houve diferenças significativas entre as médias, assim como na comparação em pares pelo teste Tukey, no entanto verifica-se um aumento de 1,89 W.m<sup>-2</sup> nos valores médios com o acréscimo de 2°C na temperatura. As diferenças de H para aumentos de 10°C na temperatura apresentaram variações percentuais em torno de 8,8%. Este valor é um pouco maior que o erro de 5% indicado pela fabricante para variações de 10°C na temperatura.

Tabela 4.1: Valores de H (W.m<sup>-2</sup>) para cada variação de temperatura. Vmax: valor máximo; Vmin: valor mínimo; Vmed: média;  $\sigma$ : desvio padrão. As médias seguidas pela mesma letra não diferem estatisticamente entre si no teste de Tukey no nível de significância de 5%.

Temperatura (°C)	Hmax (H.W <sup>-2</sup> )	Hmin (H.W <sup>-2</sup> )	Hmed (H.W <sup>-2</sup> )	$\sigma$ (H.W <sup>-2</sup> )
Mensurado	411,26	7,62	112,58	126,733
16	378,84	7,34	104,33 a	116,63
18	385,42	7,47	106,15 a	118,66
20	392,07	7,60	107,98 a	120,71
22	398,79	7,73	109,83 a	122,78
24	405,58	7,86	111,70 a	124,87
26	412,44	7,99	113,59 a	126,98
28	419,37	8,13	115,50 a	129,11
30	426,37	8,26	117,42 a	131,27
32	433,44	8,40	119,70 a	133,57

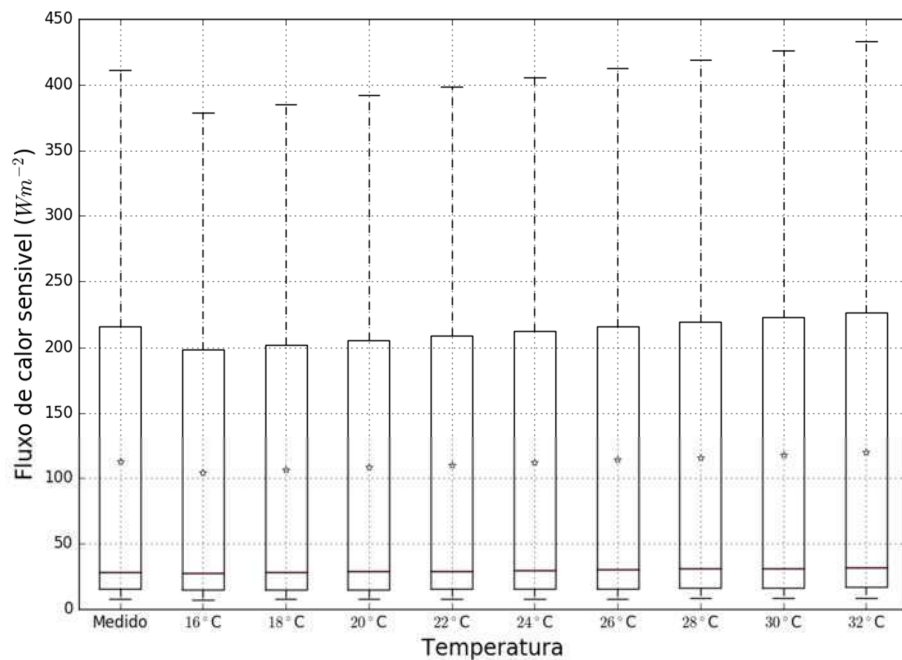


Figura 4.20: Gráfico de dispersão dos valores de  $H$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para as variações de temperatura; a linha de tom avermelhado representa a mediana, e a estrela indica a média do respectivo conjunto de dados.

A Figura 4.20 apresenta, mediante o emprego de uma representação de dispersão, a série diária de  $H$  para cada temperatura média analisada. A maior parte dos dados observados possuem valores de  $H$  menores que  $30 \text{ W.m}^{-2}$ , como pode ser comprovado pelo pequeno valor da mediana (linha avermelhada). No entanto, altos valores de  $H$  fazem com que a média seja elevada, deixando-a distante do valor de mediana (marcador estrela). Esse comportamento do conjunto de dados é explicado pelo ciclo diário de  $H$ , que, durante a noite, apresenta pequenos valores. Como a série temporal analisada é de 24h, considerando ainda a localização geográfica do local de estudo, quase metade da série de dados foi coletada no período noturno, criando, assim, uma grande variação de  $H$ .

Por fim, a Figura 4.20 permite identificar graficamente o aumento da variação da série conforme o aumento da temperatura média por meio do aumento gradativo da área de cada um dos blocos, consoante o aumento da temperatura. Esse fato evidencia-se no aumento gradativo dos maiores valores de  $H$ , extremidade superior das caixas.

#### 4.4.2.2 Variação na pressão atmosférica

O estudo da influência dos valores de pressão atmosférica, fornecida como entrada na estimação de  $H$ , é apresentado na Tabela 4.2 e na Figura 4.21. O reprocessamento dos dados utilizou 9 valores diferentes de pressão atmosférica, com intervalo de 2 hPa entre eles. A série coletada de  $H$  foi reprocessada para cada um dos valores de pressão, gerando, assim, nove novas séries.

A Tabela 4.2 apresenta os valores máximo, mínimo, média e desvio padrão das séries analisadas. Na primeira linha dos dados, é apresentado o valor estimado considerando a variação diária da pressão atmosféricas. Nas demais, a estimação de  $H$  considerou apenas um valor médio diário para pressão. As médias de  $H$  de cada série não apresentaram diferença significativa pelo teste Tukey, entretanto um aumento de 16 hPa (de 1008 hPa para 1024 hPa) produziu uma redução de  $2,5 \text{ W.m}^{-2}$  (de 114,13 para 111,47  $\text{W.m}^{-2}$ ). Diferenças de  $\pm 10 \text{ hPa}$  provocaram alterações de 1,4% nos valores médios de  $H$  estimado, resultado sutilmente mais elevado do que o erro de 0,5% indicado pela fabricante.

Tabela 4.2: Valores de  $H$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para cada variação de pressão atmosférica. Hmax: valor máximo; Hmin: valor mínimo; Hmed: valor médio;  $\sigma$ : desvio padrão.

Pressão ( hPa)	Hmax ( $\text{H.W}^{-2}$ )	Hmin ( $\text{H.W}^{-2}$ )	Hmed ( $\text{H.W}^{-2}$ )	$\sigma$ ( $\text{H.W}^{-2}$ )
Mensurado	411,26	7,62	112,58	126,73
1008	417,21	7,75	114,13	128,54
1010	415,97	7,73	113,79	128,16
1012	414,74	7,71	113,46	127,78
1014	413,51	7,68	113,12	127,40
1016	412,29	7,66	112,79	127,03
1018	411,08	7,64	112,46	126,65
1020	409,87	7,61	112,13	126,28
1022	408,67	7,59	111,796	125,91
1024	407,47	7,57	111,47	125,54

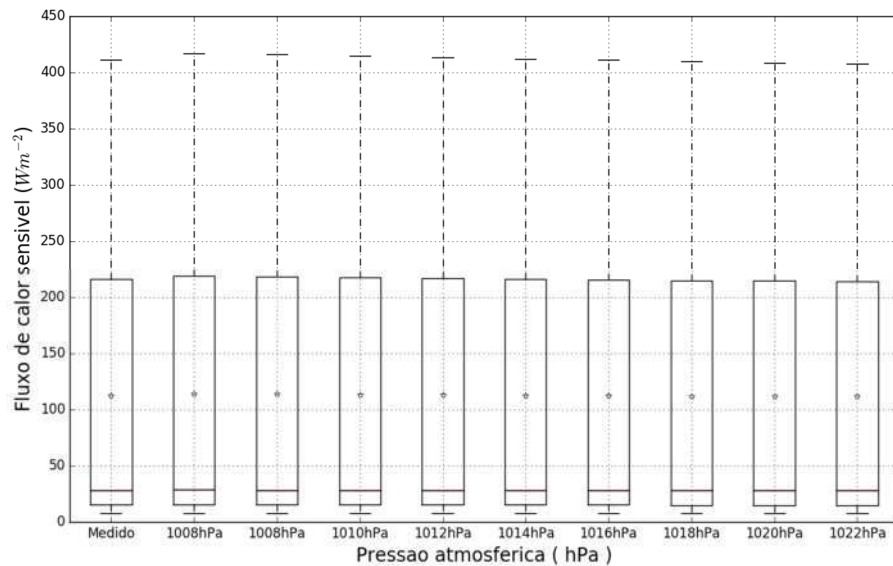


Figura 4.21: Gráfico de dispersão com os valores de  $H$  ( $W.m^{-2}$ ) para as variações de umidade; a linha de tom avermelhado representa a mediana, e a estrela indica a média do respectivo conjunto de dados.

A Figura 4.21 apresenta o gráfico de dispersão dos valores com os resultados da análise de pressão atmosférica. O comportamento desse gráfico é semelhante ao da Figura 4.20, isto é, um valor de mediana consideravelmente inferior ao valor da média. A fraca influência da pressão atmosférica resultou em pouca variação nos valores das caixas, bem como para os valores de média.

#### 4.4.2.3 Variação na altura efetiva

A Tabela 4.3 apresenta valores descritivos para as séries de  $H$  obtidas com diferentes valores de altura efetiva. Nota-se que, pelo teste de Tukey, houve diferença significativa entre as médias, como pode ser observado pelas letras ao lado de cada média. O valor de  $Z_{ef}$  calculado no experimento foi 39,29 m. Variações de  $\pm 4$  m na altura efetiva não produziram diferenças significativas no  $H$  médio, no entanto provocaram uma considerável alteração na distribuição diária da variável, como representado na Figura 4.22.

Tabela 4.3: Valores de  $H$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para cada variação de altura efetiva ( $Z_{\text{ef}}$ ). Hmax: valor máximo; Hmin: valor mínimo; Hmed: valor médio;  $\sigma$ : desvio padrão. As médias seguidas pela mesma letra não diferem estatisticamente entre si no teste de Tukey no nível de 5% de significância.

$Z_{\text{ef}}$ (m)	Hmax ( $\text{H.W}^{-2}$ )	Hmin ( $\text{H.W}^{-2}$ )	Hmed ( $\text{H.W}^{-2}$ )	$\sigma$ ( $\text{H.W}^{-2}$ )
32	335,00	6,21	91,69 c	103,23
35	366,00	6,79	100,31 bc	112,94
39	411,26	7,62	112,58 abc	126,73
43	450,10	8,34	123,21 abc	138,70
46	481,00	8,92	131,79 ab	148,37
49	513,00	9,50	140,41 a	158,06

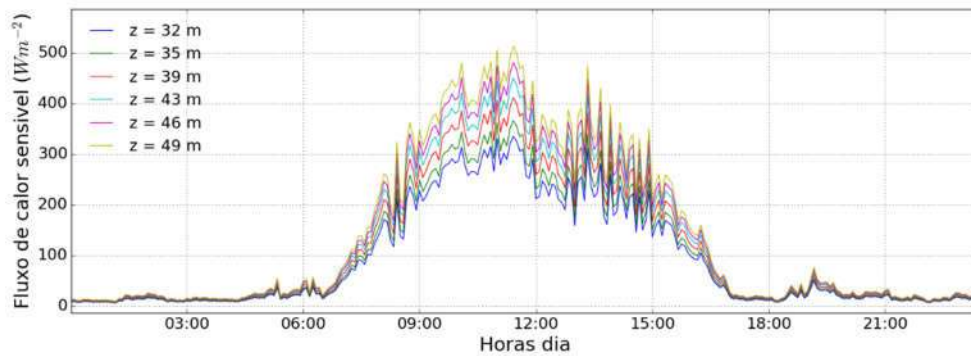


Figura 4.22: Curvas com os valores de  $H$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) no decorrer do dia 23/09/2016 para as respectivas alturas efetivas ( $Z_{\text{ef}}$ ).

Na Figura 4.22, a curva vermelha representa o  $Z_{\text{ef}}$  utilizado no experimento. Nota-se que maiores  $Z_{\text{ef}}$  provocam um aumento no  $H$  estimado, sendo esse aumento acentuado nos horários de maior fluxo de calor sensível, isto é, próximos ao meio-dia. Essa constatação é evidenciada pela maior distância observada entre as curvas nos trechos próximos ao meio-dia.

Hartogensis *et al.* (2003) estudou a importância da correção de  $Z_{\text{eff}}$  para o uso de cintilômetro, envolvendo a relação entre a altura do caminho ótico e a heterogeneidade da superfície. Para reduzir a influência da altura do caminho óptico no  $H$ , é aconselhável posicionar o transmissor e o receptor o mais alto possível. Em outras palavras, se o instrumento estiver acima da altura de mistura, a validade da escala de similaridade é



assegurada, que é a base para derivação da altura efetiva e dos cálculos do fluxo de energia na superfície. Quanto à inclinação do caminho óptico, ou seja, a relação entre a altura mais alta e a menor altura do transmissor ou do receptor, em níveis elevados, uma diferença absoluta de altura entre o transmissor e o receptor afetará essa proporção em menor grau do que em níveis mais baixos.

A influência da altura ao longo do caminho óptico em muitos casos, entretanto, não é muito acentuada, tornando-se possível formular uma altura efetiva (item 4.4.1) com pequenos erros de aproximação. Na Figura 4.23, exibe-se como que, nesta análise, diferentes valores da altura efetiva afetam a estimação de H.

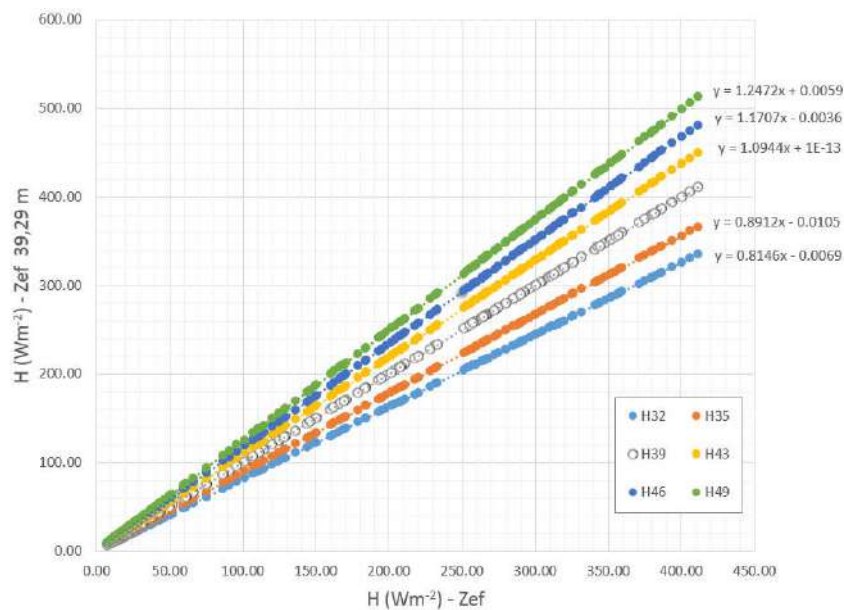


Figura 4.23: Relação entre H estimado utilizando  $Z_{ef}$  obtido considerando a variação do terreno (item 4.1.1) e com os  $Z_{ef}$  simulados (H32: 32 m; H39: 39 m; H46: 46 m).

A Figura 4.23 demonstra que erros para mais no cálculo da  $Z_{ef}$  sobrestimará os valores de H; do contrário, erros para menos subestimarão. Esse fato pode ser observado tomando como referência a linha pontilhada branca, referente a  $Z_{ef}$  obtida considerando a topografia do terreno. As curvas das menores alturas encontram-se em posição inferior e as de maiores alturas na posição superior. Também é possível observar o incremento das diferenças com o aumento de H, assim como visto na Figura 4.23, a partir do aumento das distâncias entre as curvas na extremidade direita das linhas e o crescimento do coeficiente angular nas equações das retas.

## **CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

### **5.1 Considerações finais**

Este trabalho propôs-se a estudar o comportamento e a variação do fluxo de calor sensível (H) na Ilha do Fundão/TJ, onde está situada a Cidade Universitária–UFRJ, por meio da aquisição de dados via um cintilômetro de larga abertura durante um período de 11 dias, mais precisamente entre os dias 23 de setembro e 03 de outubro de 2016. Dados meteorológicos coletados simultaneamente possibilitaram uma caracterização da atmosfera local nos períodos do estudo, oferecendo respaldo para a interpretação dos dados de H. Analisaram-se, também, alguns pontos desse método de mensuração, sobretudo as escalas temporais de coleta do parâmetro de estrutura do índice refrativo ( $C_n^2$ ) mediante a avaliação de dois procedimentos para retirada de dados espúrios e da análise de sensibilidade do H a variações nos valores de entrada para umidade relativa e temperatura do ar. Diante desse contexto, algumas conclusões e recomendações podem ser feitas, como será descrito a seguir.

### **5.2 Conclusões**

O uso do CinLA para estudo de fluxos de calor sensível ainda é pouco explorado em território nacional e de forma ainda limitada internacionalmente. Tendo em vista essa lacuna na literatura, o presente trabalho buscou fornecer uma revisão bibliográfica embasada, dentro do possível, em referências consagradas na área, de forma a esclarecer a teoria que fundamenta esse método.

Para tanto, a revisão procurou abranger todo o contexto de funcionamento do CinLA, enfocando a camada limite atmosférica com ênfase nos fluxos turbulentos, as propriedades da luz que viabilizam as técnicas de cintilometria, notadamente as propriedades ópticas da atmosfera e o comportamento da luz em meios turbulentos, e o desdobramento do  $C_n^2$  em H, englobando as funções de estrutura, a teoria de similaridade de Monin-Obukhov e as funções universais. Assim sendo, espera-se que o material elaborado possa fornecer apoio para trabalhos futuros que busquem se aprofundar nessa temática.

O período de coleta de dados por 11 dias foi curto, demandando que sejam feitas novas análises mais detalhadas oportunamente, que permitam fazer afirmativas mais abrangentes sobre o comportamento de  $H$  perante os sistemas meteorológicos que atuam na região. Todavia os dados permitiram identificar respostas coerentes nos valores de  $H$  a variações nos parâmetros meteorológicos. Foi o caso do padrão semelhante das séries de dados de  $H$  e da radiação solar para dias de céu limpo e para dias de céu nublado, bem como o atraso dos picos diários de temperatura em relação aos de fluxo de calor sensível.

Houve resultados na série de  $H$  para os quais este trabalho não conseguiu prover uma melhor fundamentação, principalmente em decorrência da falta de dados complementares, como o caso em relação ao  $H$  e à influência do vento. A falta de dados representativos de direção e de velocidade do vento para o ponto em estudo não possibilitou uma discussão mais aprofundada sobre as duas variáveis referenciadas.

O ambiente de estudo, que se trata, no caso, de uma ilha costeira, ainda tem poucos estudos relacionados a trocas de energia na superfície. Estudos com o CinLA nesses ambientes podem ser muito promissores, devido a relativamente grande área fonte que o método possui. A pesquisa identificou que tanto o equipamento quanto a equipe envolvida possui um potencial importante para explorar com mais detalhes essa linha de estudo.

O teste de sensibilidade do  $C_n^2$  quanto à variação da escala temporal de coleta apresentou resultados coerentes com os indicados pela fabricante do aparelho. As grandes flutuações nessa variável fazem com que amostras coletadas em maiores espaços de tempo reduzam a variabilidade dos valores médios, como evidenciaram os resultados. O teste de sensibilidade de  $H$  também apresentou um desempenho esperado. A variação de  $10^\circ\text{C}$  na temperatura encontrou diferenças de 8,8% nos valores de  $H$ , um erro um pouco acima do indicado pelo fabricante. O mesmo efeito repetiu-se com a pressão atmosférica, em que variações de  $\pm 10\text{hPa}$  produziram erros de 1,4%, número maior que os 0,5% indicado pela fabricante.

Os resultados da análise da influência da altura efetiva ( $Z_{ef}$ ) na estimação de  $H$  demonstram a importância da correta determinação desta variável. Menores valores de  $Z_{ef}$  tendem a subestimar os valores  $H$ , bem como maiores valores tendem a superestimar. As diferenças entre o valor de  $H$  obtido com a  $Z_{ef}$  calculada para o experimento e os valores de  $Z_{ef}$  simulados aumentam de forma direta com valor de  $H$ . Assim, as maiores

diferenças concentram-se nos horários próximos ao meio-dia, ou seja, nos horários em que se concentram os picos de fluxo de calor sensível.

### 5.3 Recomendações

O presente trabalho encerra-se com algumas sugestões para estudos futuros, visto que todo acúmulo de informações geradas no desenvolvimento desta pesquisa possibilitou vislumbrar caminhos para trabalhos que pretendam desdobrar-se em novos passos segundo a diretriz deste estudo.

O primeiro ponto de prospecção futura diz respeito a estudos de H em diferentes tipos de ambiente com o CinLA. Os dados deste trabalho, apesar de possuírem um curto período de coleta, denotam a potencialidade para estudos que busquem se aprofundar no ambiente de ilha costeira. O entendimento de como o H se comporta diante aos mecanismos meteorológicos, como a brisa marítima ou brisa terrestre, assim como a passagem de frentes frias, pode fornecer respostas para uma melhor compreensão dos mecanismos de tempo locais. O uso de modelagem computacional pode auxiliar nessa etapa, preenchendo eventuais lacunas provocadas por falta de dados representativos, como foi o caso da direção e velocidade do vento para este estudo.

Sob o ponto de vista regional, outros ambientes ainda poucos explorados podem ser estudados, como é o caso de zonas urbanas e ambientes montanhosos. A cidade do Rio de Janeiro possui algumas peculiaridades que podem fornecer informações relevantes para comunidade científica, sobretudo por algumas características geográficas. A cidade do Rio de Janeiro compõe um caso interessante, tratando-se de uma grande metrópole, configurando-se como uma grande mancha urbana, espalhada em meio a uma cadeia de montanhas, no litoral e com uma grande floresta urbana em seu interior (floresta da Tijuca). O CinLA pode auxiliar na compreensão dos fluxos de energia nesse tipo de terrenos complexos.

Outra tendência são estudos que integrem o CinLA e o sensoriamento remoto. Essa combinação tem sido explorada, como visto na revisão de literatura feita nesta dissertação, sobretudo devido à área fonte do CinLA contemplar a resolução espacial dos principais sensores orbitais utilizados em pesquisa, abrindo, assim, uma gama de opções de estudo. Dentre essas opções, pode-se destacar combinações com algoritmos para determinação das componentes do balanço de energia, como é o caso do SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e do METRIC (*Mapping*

*EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*), ou ainda do uso de imagens orbitais como auxílio na determinação da área fonte do cintilômetro. Há a possibilidade, também, de explorar imagens termais na determinação da temperatura do solo. Esses dados podem contribuir para definir o sentido do fluxo de calor sensível no período noturno.

Na área de recursos hídricos, os estudos no balanço energia da superfície podem fornecer valores de evapotranspiração. Essa variável é fundamental para hidrologia, por representar parte significativa da água que sai de um sistema. O cintilômetro pode, então, ajudar a entender a contribuição que diferentes tipos de cobertura do solo, dentro de uma bacia hidrográfica, possuem para o balanço hídrico local.

Por fim, enfatiza-se que a aplicação mediante o uso do CinLA representa um grande potencial para subsidiar estudos que visam o monitoramento, a modelagem e a gestão de recursos hídricos de forma integrada com o emprego de geotecnologias e medições *in situ*.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AL-GAADI, K. A., PATIL, V., C.; TOLA, E.; MADUGUNDU, R.; GOWDA, P., H. Evaluation of METRIC-derived ET fluxes over irrigated alfalfa crop in desert conditions using scintillometer measurements. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 9, n. 6, p. 441, 2016.
- ALLEN, Richard G.; TASUMI, Masahiro ; TREZZA, Ricardo . Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, v. 133, p. 380-394, 2017.
- ANANDAKUMAR, K. Sensible heat flux over a wheat canopy: Optical scintillometer measurements and surface renewal analysis estimations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 96, n. 1-3, p. 145-156, 1999.
- ANDERSON, William; LI, Qi; BOU-ZEID, Elie. Numerical simulation of flow over urban-like topographies and evaluation of turbulence temporal attributes. *Journal of Turbulence*, v. 16, n. 9, p. 809-831, 2015.
- ANDREAS, E. L. Estimating  $C_n^2$  over snow and sea ice from meteorological data. **Journal of the Optical Society of America A**, v. 5, n. 4, p. 481-495, 1988.
- ANDREAS, E. L. Two-Wavelength Method of Measuring Path-Averaged Turbulent Surface Heat Fluxes. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.6, n2, p. 280-292, 1989.
- ANDREAS, E. **Selected papers on turbulence in a refractive medium**. Tradução . 1. ed. Bellingham, Wash., USA: SPIE Optical Engineering Press, 1990.
- ANDREAS, E. L. Obtaining surface momentum and sensible heat fluxes from crosswind scintillometers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 1, p. 3-16, 2000.
- ANDREWS, L., C.; PHILIPS, R., L.; HOPEN, C., Y.; AL-HABASH, M., A. Theory of optical scintillation. **Journal of the Optical Society of America A**, v. 16, n. 6, p. 1417, 1999.
- ANDREWS, L. C.; PHILLIPS, R. L.; HOPEN, C. Y. **Laser Beam Scintillation with Applications**. Bellingham. P. 399, 2001.
- ANDREWS, L.; PHILLIPS, R.; HOPEN, C. **Theory of optical scintillation with applications**. Tradução . 1. ed. Bellingham, Wash.: SPIE Optical Engineering Press, 2001.
- ASANUMA, J.; IEMOTO, K. Measurements of regional sensible heat flux over Mongolian grassland using large aperture scintillometer. **Journal of Hydrology**, v. 333, n. 1, p. 58-67, 2007.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. Ed. International Geophysics Series, v. 79, p. 420, 2001.

AVILA, R. Optical Turbulence Profiles in the Atmosphere. **Cdn.Intechopen.Com**, p. 57–82, 1974.

BAI, J.; JIA, L.; LIU, S.; XU, Z.; HU, G.; ZHU, M.; SONG, L. Characterizing the footprint of eddy covariance system and large aperture scintillometer measurements to validate satellite-based surface fluxes. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 12, n. 5, p. 943–947, 2015.

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J.; F.; ROERINK, G., J.; Van der WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). **Journal of Hydrology**, v. 212–213, p. 213–229, 1998.

BEYRICH F.; BRUIN, H., A., R. de; MEIJNINGER, W., A., R.; SCHIPPER, W.; LOHSE, H. Results from one-year continuous operation of a large aperture scintillometer over a heterogenous land surface. **Boundary Layer Meteorology**, v. 105, p. 85–97, 2002.

BOUCHET, O; SIZUN, H.; BOISROBERT, C.; FORNEL, F. de; FAVENNEC, P., N. **Free-Space Optics**. 2011. V. 1, Ed. Handbook of Computer Networks, v. 1. P 908.

BUSINGER, J. A.; WINGAARD, J., C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E.; F. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 2, p. 181–189, 1971.

BUSINGER, J. A.; YAGLOM, A. M. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 2, n. 1, p. 7–29, 1971.

BUSINGER, John. A note on the Businger-Dyer profiles. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 42, p. 145–151, jan. 1988.

CHAMPAGNE, F.; FRIEHE, C., A.; LARUE, J., C. Flux Measurements, Flux Estimation Techniques, and Fine-Scale Turbulence Measurements in the Unstable Surface Layer Over Land. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 3, p. 515–530, 1977.

CHEHBOUNI, A.; WATTS, C.; LAGOUARDE, J., P.; KERR, Y., H.; RODRIGUEZ, J., C.; BONNEFOND, J., M.; SANTIAGO, F.; DEDIEU, G.; GOODRICH, D., C.; UNKRICH, C. Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 105, n. 1–3, p. 215–226, 2000.

CLIFFORD, S. F. Laser Beam Propagation in the Atmosphere. **Laser Beam Propagation in the Atmosphere**, v. 25, p. 9–43, 1990.

CLIFFORD, S. F.; OCHS, G. R.; LAWRENCE, R. S. Saturation of optical scintillation by strong turbulence. **Journal of the Optical Society of America**, v. 64, n. 2, p. 148, 1974.

CLIFFORD, S. F. The classical theory of wave propagation in a turbulent medium. In: STROHBEHN, J. W. **Laser Beam Propagation in the atmosphere**. Springer, 1978.  
CORDEIRO, M. C. R. **Avaliação Experimental dos Efeitos de Cintilação no Canal Óptico no Espaço Livre em 780 nm , 1550 nm e 9100 nm**. Dissertação de mestrado. Pontifícia Universidade Católica de Rio de Janeiro. p. 147, 2008.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS, CPTEC. **Banco de dados de imagens**. Disponível em: <[http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic;jsessionid=F14CE5EABD0FDF5E062A57297944B164](http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes/formulario.logic;jsessionid=F14CE5EABD0FDF5E062A57297944B164)>. Acesso em: 14 dez. 2016.

**Dias, Nelson Luís**. Unificação formal de metodologias para cálculo de evaporação em lagos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Rio de Janeiro, v. 10, n.2, p. 61-84, 1992.

DAVIDSON, K.; HOULIHAN, T., M; FAIRALL, C., W.; SCHACHER, G., E. Observation of the temperature structure function parameter,  $C_T^2$ , over the ocean. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 15, n. 4, p. 507-523, 1978.

DE BRUIN, H. A. R. The scintillation method tested over a dry vineyard area. **Boundary-Layer Meteorology**. p. 25–40, 1995.

DEITZ, P.; WRIGHT, N. Saturation of Scintillation Magnitude in Near-Earth Optical Propagation\*. **Journal of the Optical Society of America**, v. 59, n. 5, p. 527, 1969.

EMEIS, S. **Surface-based remote sensing of the atmospheric boundary layer**. Garmisch-Partenkirchen – Germany. Springer, p. 174, 2011.

EVANS, J. G.; DE BRUIN, H. A. R. The Effective Height of a Two-Wavelength Scintillometer System. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 141, n. 1, p. 165–177, 2011.

EVANS, J.; Finch, J., W.; Murray, T.; Harding, R., J.; Ward, H., C.; Verhoef, A. Determination of turbulent heat fluxes using a large aperture scintillometer over undulating mixed agricultural terrain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 166, p. 221-233, jan. 2012.

EZZAHAR, J.; CHEHBOUNI, A.; HOEDJES, J., C., B.; CHEHBOUNI, A. On the application of scintillometry over heterogeneous grids. **Journal of Hydrology**, v. 334, n. 3–4, p. 493–501, 2007.

FERIA, Y. et al. Solar Scintillation Effects on Telecommunication Links at Ka-Band and X-Band. **NASA/JPL TDA Progress Report 42-129**, p. 1–11, 1997.

FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 3, p. 431–447, 2006.

FOKEN, T.; NAPPO, C. **Micrometeorology**. Springer, Berlin, DE, 2008.



GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1992.

GELI, H. M. E.; NEALE, C., M., U.; WATTS, D.; OSTERBERG, J.; De BRUIN, H., A., R.; KOHSEK, W.; PACK, R.; T.; HIPPS, L., E. Scintillometer-Based Estimates of Sensible Heat Flux Using Lidar-Derived Surface Roughness. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 1976, p. 1317–1331, 2012.

GLOBO. **Incêndio atinge prédio da reitoria da UFRJ**. Disponível em: <<http://g1.globo.com/rio-de-janeiro/noticia/2016/10/incendio-atinge-predio-da-reitoria-da-ufrj.html>>. Acesso em: 20 dez. 2016.

GOSSARD, E. Power spectra of temperature, humidity and refractive index from aircraft and tethered balloon measurements. **IRE Transactions on Antennas and Propagation**, v. 8, n. 2, p. 186-201, 1960.

GRACHEVA, M.; GURVICH, A. Strong fluctuations in the intensity of light propagated through the atmosphere close to the earth. **Soviet Radiophysics**, v. 8, n. 4, p. 511-515, 1966.

GRACHEVA, M. Investigation of the statistical properties of strong fluctuations in the intensity of light propagated through the atmosphere near the earth. **Radiophysics and Quantum Electronics**, v. 10, n. 6, p. 424-433, 1967.

GRAY, D.; WATERMAN, A. Measurement of fine-scale atmospheric structure using an optical propagation technique. **Journal of Geophysical Research**, v. 75, n. 6, p. 1077-1083, 1970.

GUIMARÃES, J. M. **Circulações locais na região metropolitana do Rio de Janeiro: Aspectos observacionais com base na análise de séries espaço-temporais**. Dissertação de mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2014

HARTOGENSIS, O. K.; RODRIGUEZ, J., C.; WATTS, C., J.; RODRIGUEZ, J., C., BRUIN, H., A., R. Derivation of an Effective Height for Scintillometers: La Poza Experiment in Northwest Mexico. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 5, p. 915–928, 2003.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agricultural Water Management**, v. 58, n. 2, p. 109–122, 2003.

HILL, R. J.; LATATIS, R. J. Effect of refractive dispersion on the trichromatic correlation of irradiances for atmospheric scintillation. **Applied optics**, v. 28, n. 19, p. 4121–4151, 1989.

HILL, R., J. Implications of Monin-Obukhov similarity theory for scalar quantities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 6, p. 2236-2244, 1998

HILL, R. J.; OCHS, G. R. Fine calibration of large-aperture optical scintillometers and an optical estimate of inner scale of turbulence. **Applied optics**, v. 17, n. 22, p. 3608–12, 1978.

HILL, R. J., S. F. Clifford, and R. S. Lawrence. Refractive-index and absorption fluctuations in the infrared caused by temperature, humidity and pressure fluctuations. **J. Optic Society American**, v. 70, p.1192–1205, 1980.

HILL, R. J.; CLIFFORD, S. F. Theory of saturation of optical scintillation by strong turbulence for arbitrary refractive-index spectra. **J. Opt. Soc. Am.**v. 71, n. 6, 1981.

HILL, R. J. Optical scintillation methods p o f measuring atmospheric pi surface fluxes of heat and S momentum. In: **Trends in Optics**, 1996

HILL, R. J. Models of the scalar spectrum for turgulent advection. **Applied Optics** v. 88, n. 22, 1978.

HILL, R. J. Algorithms for obtaining atmospheric surface-layer fluxes from scintillation measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 456–467, 1997.

HILL, R. J.; OCHS, G. R.; WILSON, J. J. Measuring surface-layer fluxes of heat and momentum using optical scintillation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 4, p. 391–408, 1992.

HOEDJES, J. C. B.; CHEHBOUNI, A. Comparison of Large Aperture Scintillometer and Eddy Covariance Measurements: Can Thermal Infrared Data Be Used to Capture Footprint-Induced Differences? **J. Hydrometeorology**, v. 8, n. 2, p. 144–159, 2007.

HSIEH, C. I.; KATUL, G.; CHI, T. W. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. **Advances in Water Resources**, v. 23, n. 7, p. 765–772, 2000.

HORST, T. W.; WEIL, J. C. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 59, n. 3, p. 279–296, 1992.

HORST, T. W. The footprint for estimation of atmosphere-surface exchange fluxes by profile techniques. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 2, p. 171–188, 1999.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. **Satélites**. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br>>. Acesso em: 14 dez. 2016.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISA ESPACIAL, INPE. Satélite Goes. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>>. Acesso em: 14 dez. 2016.

ISHIMARU, A. **Wave Propagation and Scattering in Random Media**. Academic Press, New York – EUA, p. 250, 1978.

JENSEN, J.R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. : Parêntese, São José dos Campos, SP, Brasil, 604 p , 2009.

JIANG, L.; ISLAM, S. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 17, p. 2773, 1999.

JOHNSTON, R. A.; BOYLAND, J., E.; MEADOWS, M.; SHALE, E. Some properties of a simple moving average when applied to forecasting a time series. **Journal of the Operational Research Society**, v. 50, n. 12, p. 1267–1271, 1999.

JOHNSTON, R. A.; WOODEY, N., J.; REAVELL, F., C.; BERNHARD, M.; DAINITY, C. Horizontal scintillation detection and ranging  $C_n^2(z)$  estimation. **Applied Optics**, v. 42, n. 18, p. 9, 2003.

JÚNIOR, A. C. DA S. O.; BRANDÃO, A. M. DE P. M. O sistema Clima Urbano da Ilha do Fundão (Rj): Subsídio para o Planejamento Urbano. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1275–1291, 2015.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. Oxford University Press , Nova Iorque, EUA, 1994.

KIM, B. Y.; LEE, J. H.; CHOI, Y. S. Characterization of the Horizontal Optical Turbulence ( $C_n^2$ ) Data Measured at Kongju and Cheonan. **Journal of the Korean Physical Society**, v. 66, n. 11, p. 1680–1686, 2015.

KIPP E ZONEN. **Instruction Manual LAS MkII ET System**. Kip e Zonen B. V. 2012.

KLEISSL, J.; GOMEZ, J.; HONG, S., H.; et al. Large Aperture Scintillometer Intercomparison Study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 128, n. 1, p. 133–150, 2008.

KLEISSL, J.; HARTOGENSIS, O. K.; GOMEZ, J. D. Test of Scintillometer Saturation Correction Methods Using Field Experimental Data. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 137, n. 3, p. 493–507, 2010.

KLEISSL, J.; WATTS, C., J.; RODRIGUEZ, J., C. et al. Scintillometer Intercomparison Study—Continued. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 3, p. 437–443, 2009.

KLESSL, J.; HONG, S. H.; HENDRICKX, M. H. New Mexico scintillometer network: Supporting remote sensing and hydrologic and meteorological models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 2, p. 207–218, 2009.

KOHSIEK, W. Measuring  $C_T^2$ ,  $C_Q^2$ , and  $C_{TQ}$  in the unstable surface layer, and relations to the vertical fluxes of heat and moisture. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 24, n. 1, p. 89–107, 1982.

KOLMOGOROV, A. N. The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds Numbers. **Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR, Geochemistry Section**, v. 30, n. 1890, p. 299–303, 1941.

KONECNY, G. Geoinformation: Remote Sensing, Photogrammetry and Geographic Information Systems. **The Geographical Journal**, v. 170, n. 2, p. 171–173, 2003.

KOOIJMANS, L. M. J.; HARTOGENSIS, O. K. Surface-Layer Similarity Functions for Dissipation Rate and Structure Parameters of Temperature and Humidity Based on Eleven Field Experiments. **Boundary-Layer Meteorology**. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10546-016-0152-y> 2016.>, acesso em 20 de maio de 2016.

KUNKEL, K.; WALTERS, D. Modeling the diurnal dependence of the optical refractive index structure parameter. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. C15, p. 10999, 1983.

LAGOUARDE, J. P.; IRVENE, M.; BONNEFOND, C. S. B.; et al. Monitorin the sensible Heat Flux over Urban Areas Using Large Aperture Scintillometry: Case Study of Marseille City During the Escompte Experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, 2005. DOI: 10.007/s10546-005-9001-0

LECLERC, M.; FOKEN, T.; SAVAGE, M., J.; GÖCKEDE, M. **Footprints in micrometeorology and ecology**. Springer, Noava Iorque, EUA, P. 239, 2014

LEE, S.-H. Determination of Turbulent Sensible Heat Flux over a Coastal Maritime Area Using a Large Aperture Scintillometer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 157, n. 2, p. 309–319, 2015.

LIU, S. M.; XU, Z., W.; ZHU, Z., L.; JIA, Z., Z.; ZHU, M., J. Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. **Journal of Hydrology**, v. 487, p. 24–38, 2013.

MARONGA, B.; HARTOGENSIS, O., K.; RAASCH, R., et al. The Effect of Surface Heterogeneity on the Structure Parameters of Temperature and Specific Humidity: A Large-Eddy Simulation Case Study for the LITFASS-2003 Experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 153, n. 3, p. 441–470, 2014.

MARX, A.; KUNSTMANN, H.; SCHÜTTEMEYER, D.; MOENE, A., F. Uncertainty analysis for satellite derived sensible heat fluxes and scintillometer measurements over Savannah environment and comparison to mesoscale meteorological simulation results. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 4, p. 656–667, 2008.

MCBEAN, G.; ELLIOTT, J. Pressure and humidity effects on optical refractive-index fluctuations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 20, n. 1, p. 101–109, 1981.

MEIJNINGER, W. M. L.; HARTOGENSIS, O., K.; KOHSIEK, W.; HOEDJES, J., C., B.; ZUURBIER, R., M.; BRUIN, H., H., R. Determination of Area-Averaged Sensible Heat Fluxes With a Large Aperture Scintillometer Over a. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 1, p. 37–62, 2002.

MEIJNINGER, W. M. L.; DE BRUIN, H. A. R. The sensible heat fluxes over irrigated areas in western Turkey determined with a large aperture scintillometer. **Journal of Hydrology**, v. 229, n. 1–2, p. 42–49, 2000.

MENEZES, P. M. L. de; ANDRADE, L., G. de; LEPORE, V., M. G. et al. **EVOLUÇÃO HISTÓRICA-GEOGRÁFICA-CARTOGRÁFICA DA ILHA**. Anais do X Encontro de Geógrafos da América Latina, X Encontro de Geógrafos da América Latina, Universidade de São Paulo, 2005

MINACAPILLI, M.; CAMMALLERI, C.; CIRAOLO, G.; RALLO, R.; PROVENZANO, G. Using scintillometry to assess reference evapotranspiration methods and their impact on the water balance of olive groves. **Agricultural Water Management**, v. 170, p. 49–60, 2016.

MOENE, A. F. Effects of water vapour on the structure parameter of the refractive index for near-infrared radiation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, n. 3, p. 635–653, 2003.

MÖLDERS, N.; KRAMM, G. **Lectures in meteorology**. Springer, Nova Iroque, EUA, 2014

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, v. 24, n. 151, p. 163–187, 1954.

MUSCHINSKI, A.; LENSCHOW, D. H. Future directions for research on meter and submeter -scale Atmospheric Turbulence. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. June, p. 2831–2843, 2001.

YKLEBY, P. M., LENTERS, J. D., CUTRELL, G. J., HERRMAN, K. S., ISTANBULLUOGLU, E., SCOTT, D. T., DONG, B. Energy and water balance response of a vegetated wetland to herbicide treatment of invasive phragmites australis. **Journal of Hydrology**. (2016).

NAKAYA, K., SUZUKI, C.; KOBAYASHI, T.; IKEDA, H.; YASUIDE, S. Application of a displaced-beam small aperture scintillometer to a deciduous forest under unstable atmospheric conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 136, n. 1–2, p. 45–55, 2006.

NAKAYA, K., SUZUKI, C.; KOBAYASHI, T.; IKEDA, H.; YASUIKE, S. Spatial averaging effect on local flux measurement using a displaced-beam small aperture scintillometer above the forest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, n. 1–2, p. 97–109, 2007.

NOAA - NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. **GOES N Databook**. Maryland: National Aeronautics and Space Administration, 220 p., 2006.

NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 77, n. 3–4, p. 263–293, 1995.

OBUKHOV, A. M. Temperature field structure in a turbulent flow. **Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geogr. Geophys.**, v. 13, p. 58–69, 1949.

OBUKHOV A.M. ‘O strukture temperaturnogo polja i polja skorostej v uslovijach konvekcii (Structure of the Temperature and Velocity Fields Under Conditions of Free Convection)’. **Izv. AN SSSR Ser. Geophys.**, v. 9, p.1392–1396, 1960

ODHIAMBO, G. O.; SAVAGE, M. J. Surface layer scintillometry for estimating the sensible heat flux component of the surface energy balance. **South African Journal of Science**, v. 105, n. 5–6, p. 208–216, 2009.

OKE, T. R. **Boundary layer climates. 2<sup>a</sup> ed. London and New York: Routledge.** 2001 New Yprk: Methuen, 435 p., 1987002.

OLIVEIRA, A. J. B. DE. **Das Ilhas a Cidade - A universidade visível.** Dissertação de mestrado, Programa de Pós – Graduação em História Comparada - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

OLIVEIRA, A. ORRICO, E. Um lugar para a universidade do Brasil: A ilha e o palácio como metonímia da identidade institucional. XIV Encontro Regional da ANPUH - Rio: Memória e Patrimônio. **Anais...** Rio de Janeiro: ANPUH, 2010. Acesso em: 9 jan. 2017

OSORIO, J. A. H. 2005. **Simulação e desenvolvimento de um enlace de “ Free-Space Optics ” no Rio de Janeiro e a relação com a ITU-T G826.** Tese D. Sc. Pontifícia Universidade Católica, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

PAIVA, C. M. **Estimativa do Balanço de Energia e da temperatura da superfície via Satélite NOAA-AVHRR.** Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

PAULSON, C. A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. **Journal of Applied Meteorology**, V. 9, P- 857-861, 1970.

PIMENTEL, Luiz Cláudio Gomes; MARTON, Edilson; SILVA, Mauricio Soares da and JOURDAN, Pedro. Caracterização do regime de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. **Eng. Sanit. Ambient.**, vol.19, n.2, pp. 121-132, 2014.

PRANDTL H. Die Konjugation von Didinium nasutum O. F. M. **Arch. Protistenkd.** V. 1; n.7, p. 229–258, 1906.

PRIESTLEY, J.; HILL, R. Measuring High-Frequency Humidity, Temperature and Radio Refractive Index in the Surface Layer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 2, n. 2, p. 233-251, 1985.

RODRIGUES, G. K. **Estudo da influência atmosférica em um sistema digital com multiplexação em código**. 2012. Dissertação M. Sc. Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

SAMAIN, B.; SIMONS, G., W., H.; VOOGT, M., P.; DEFLOOR, W.; BINK, N., J.; PAUWELS, V., R., R. Consistency between hydrological model, large aperture scintillometer and remote sensing based evapotranspiration estimates for a Heterogeneous catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 7, p. 2095–2107, 2012.

SAMAIN, B., FERKET, B., V., A; DEFLOOR, W.; PAULS, V., R., N. Estimation of catchment averaged sensible heat fluxes using a large aperture scintillometer. **Water Resources Research**, v. 47, n. 5, p. 1–17, 2011.

SAVAGE, M. J. Estimation of evaporation using a dual-beam surface layer scintillometer and component energy balance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 3–4, p. 501–517, 2009.

SCHMID, H. P. Source areas for scalars and scalar fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 67, n. 3, p. 293–318, 1994.

SCHUEPP, P. H., LECLERC, M., Y.; MACPHERSIN, J., I.; DESJARDINS, R., L. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, n. 1–4, p. 355–373, 1990.

SCINTEC. **Hardware Manual**. Scintec, Rottenburg, DE, 67 p, 2015.

SCINTEC. **Theoty Manual**. Scintec, Rottenbur, 36 p, 2016.

SOLIGNAC, P. A. et al. Attenuating the Absorption Contribution on C n2Estimates with a Large-Aperture Scintillometer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 143, n. 2, p. 261–283, 2012.

SOUZA, Rafael Le Masson de. **Balanço de energia na camada limite superficial sobre o pantanal sul matogrossense - estação da seca**. 2011. 121 p. Dissertação de mestrado(Mestre em Engenharia Civil)- COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, 2011.

STROHBEHN, J. W. **Laser Beam Propagation in the Atmosphere**. Springer, Nova Iorque, EUA, 1990

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Massachusetts: Kluwer Academic Norwell, 1988. 666 p.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, n. 1, p. 85-100, 2002.

SUN, G.; HU, Z.; SUN, F.; WANG, J.; XIE, Z.; LIN, Y.; HUANG, F. An analysis on the influence of spatial scales on sensible heat fluxes in the north Tibetan Plateau based on Eddy covariance and large aperture scintillometer data. **Theoretical and Applied Climatology**, n. May, 2016.

- TANG, R., LI, Z., L.; JIA, Y., LI, C.; SUN., X.; KUSTAS, W., P.; ANDERSON, M., C. An intercomparison of three remote sensing-based energy balance models using Large Aperture Scintillometer measurements over a wheat-corn production region. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 12, p. 3187–3202, 2011.
- TANI I. History of boundary-layer theory. **Annual Review Fluid Mech.** V. 9, p. 87–111, 1977.
- TATARSKIĬ, V. **Wave propagation in a turbulent medium**. Tradução . 1. ed. New York: McGraw-Hill, 1961.
- TAYLOR, R. A new approach to the measurement of turbulent fluxes in the lower atmosphere. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 10, n. 03, p. 449, 1961.
- TEMPFLI, K.; KERLE, N.; HUURNEMAN, G., C.; JANSSEN, L., L. et al. **Principles of Remote Remote Sensing**. Enschede: ITC, 2001
- THIERMAN, VOLKER. **Scintillometer for the Measurment of the structure function constant and the inner scale of atmospheric refractive index fluctuations**. DE n° 5303024, 7 abr. 1992, 12 abr. 1994. 1994. .
- THIERMANN, V.; GRASSL, H. The measurement of turbulent surface-layer fluxes by use of bichromatic scintillation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, n. 4, p. 367–389, 1992.
- TIMMERMANS, W. J.; SU, Z.; OLIOSO, A. Footprint issues in scintillometry over heterogeneous landscapes. **Hydrology and Earth System Sciences**. n. 1988, p. 2179–2190, 2009.
- TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. Earth's global energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 3, p. 311–323, 2009.9999
- TUNICK, A. Improving future optical turbulence calculations. **Proceedings of SPIE**, v. 5891, p. 589106-589106–9, 2005.
- TUREK, G. **Energy Flows, Material Cycles and Global Development**. Springer, Berlin, DE, 2011.
- UIJLENHOET, R.; COHARD, J.-M.; GOSSET, M. Path-Average Rainfall Estimation from Optical Extinction Measurements Using a Large-Aperture Scintillometer. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 5, p. 955–972, 2011.
- VAN DINTHER, D.; HARTOGENSIS, O. K.; HOLTSLAG, A. A. M. Runway Wake Vortex, Crosswind, and Visibility Detection with a Scintillometer at Schiphol Airport. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 157, n. 3, p. 481–499, 2015.
- VAN DINTHER, D., WOOD, C. R., HARTOGENSIS, O. K., NORDBO, A., & O'CONNOR, E. J. Observing crosswind over urban terrain using scintillometer and Doppler lidar. **Atmospheric Measurement Techniques**, v.8, n. 4, p. 1901–1911, 2015.



VAN KESTEREN, B.; BEYRICH, F.; HARTOGENSIS, O., K.; VAN DEN KROONENBERG, A., C. The Effect of a New Calibration Procedure on the Measurement Accuracy of Scintec's Displaced-Beam Laser Scintillometer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 151, n. 2, p. 257–271, 2014.

VON RANDOW, C.; KRUIJT, B.; HOLTSLAG, A., A., M; OLIVEIRA, M., B. de. Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 4, p. 680–690, 2008.

YEE, M. S.; PAUWELS, V., R., N. DALY, E.; BERINGER, J.; et al. A comparison of optical and microwave scintillometers with eddy covariance derived surface heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 213, p. 226–239, 2015.

WANG, T.; OCHS, G. R.; CLIFFORD, S. F. A saturation-resistant optical scintillometer to measure  $C^2_n$ . **Journal of the Optical Society of America**, v. 68, n. 3, p. 334, 1978.

WANG, Ting I. OPTICAL SCINTILLOMETER VORTEX DETECTION SYSTEM. 5.838.007. 17 de nov. de 1998. Gaithersburg, p. 10.

WESELY, M. The combined effect of temperature and humidity fluctuations on refractive index. **Journal of Applied Meteorology**. V. 15, p. 43-49, 1976.

WESELY, M. A comparison of two optical methods for measuring line averages of thermal exchanges above warm water surfaces. **Journal of Applied Meteorology**. V. 15, p. 1177-1188, 1976b.

World Meteorological Organization - WMO. **Guindace to Meteorological Instruments and Methods of Observation**. N°8, ed. 7. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 681p., 2008.

WYNGAARD, J. C. **Turbulence in the atmosphere**. Cambridge University Press, Cambridge, Alemanha, 2015.

WYNGAARD, J. C.; PENNELL, W., T; LENSCHOW, D., H.; LEMONE, M. A. The Temperature-Humidity Covariance Budget in the Convective Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 35, P. 47-58, 1978.

WYNGAARD, J.; CLIFFORD, S. **Estimating momentum, heat and moisture fluxes from structure parameters** **Journal of the Atmospheric**, 1978. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(1978\)035%3C1204%3AEMHAMF%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1978)035%3C1204%3AEMHAMF%3E2.0.CO%3B2). Acesso em: 10 dez. 2016.

ZHANG, S.; YANG, H.; SINGH, L. Introduction: Renaissance of Scintillometry. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 1225, n. September, p. 41–42, 2002.

ZHANG, H.; ZHANG, H. Comparison of Turbulent Sensible Heat Flux Determined by Large-Aperture Scintillometer and Eddy Covariance over Urban and Suburban Areas. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 154, n. 1, p. 119–136, 2014.

## **ANEXOS**

## ANEXO A – Modelo de código (*script*) para cálculo e configuração da área fonte

*Arquivo base: footprint\_plot.py:*

Código (sript):

```
import numpy as np
from pylab import
meshgrid, cm, imshow, contour, clabel, colorbar, axis, title, show, pcolor

def zu(zm, z0):
    return zm*(np.log(zm/z0)-1+z0/zm)

def func(x, y, zu, L, dp):
    #x distancia na direcao do vento
    #y distancia perpendicular ao vento
    #zu altura
    #L comp de obukhov
    #dp desvio padrao
    return
    ((1/(0.16*x**2))*0.28*(zu**0.59)*(abs(L)**0.41)*np.exp(-
1/(0.16*x)*0.28*(zu**0.59)*(abs(L)**0.41)))*(np.exp(-
y**2/(2*dp**2))/(dp*2.506628275))

def func(x, y):
    return (1-(x**2+y**3))*np.exp(-(x**2+y**2)/2)

def grid(nx, ny, li, lf):
    x=np.linspace(li, lf, nx)
    y=np.linspace(li, lf, ny)
    return np.meshgrid(x, y)

x=np.linspace(0, 1000, 10000)
y=np.linspace(-1000, 1000, 10000)
t=np.std(y)

a, b= np.meshgrid(x, y)

zu = zu(39.29, 2.1)

z=(func(a, b, 39, 150, t))*100

im = imshow(z, cmap=cm.YlOrBr)#escrever a funcao
cset = contour(z, [1, 2, 3, 4], cumulative=True,
linewidths=2, cmap=cm.Set2)
clabel(cset, inline=True, fmt='%1.1f', fontsize=20)

show()
```

## ANEXO B – Modelo de código (*script*) para função de ponderação e determinação da altura efetiva

*Arquivo base: weightfunction.py*

Código (script):

```
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
from scipy import special as sp

def w(x):
    y=2.283*np.pi*(x-0.5)
    if y==0:
        j1=1

    else:
        j1=(2*sp.jn(1,y)/y)**2

    w=j1#*2.163

    return w

#----- plotagem -----

a=[0.015,0.095,0.185,0.275,0.365,0.485,0.515,0.585,0.645,0.725,0.775,0.845,0.895,0.965]

p=[0.002,0.067,0.236,0.473,0.733,0.986,1,0.921,0.772,0.530,0.380,0.196,0.094,0.011]

d=[]

b=[]

for i in range(0, len(a)):
    h=w(a[i])
    f=abs(h-p[i])
    b.append(h)
    d.append(f)

c=np.arange(len(d))

plt.plot(a,d,"*",label='erro')
plt.plot(a,b,label='calculada')
plt.plot(a,p,label='tebelada')
plt.legend()
plt.show()
```

## ANEXO C – Modelo de código (*script*) para interpolação dos dados meteorológicos

*Arquivo base: Ct2.py*

```
import numpy as np
from scipy.interpolate import interp1d
import cint as ct

##+++++++ Entrada de dados ++++++

#----- cn2 -----
cn2=ct.openx('Cn2_Total.txt')
cn2=ct.nodata(cn2,0)

#----- dados meteorologicos -----

date=np.genfromtxt('dados_met_v2.csv', delimiter=',', dtype='f')

temp=[date[i][2] for i in xrange(len(date))] #temperatura (°C)
umid=[date[i][3] for i in xrange(len(date))] #umidade (%)
po=[date[i][4] for i in xrange(len(date))] #p.de orvalho (°C)
rs=[date[i][5] for i in xrange(len(date))] #radiacao (W/m2)
pa=[date[i][6] for i in xrange(len(date))] #pressao (hPa)

#-----transformacoes de dados -----

T=[]
press=[]
for i in range(len(temp)):
    t=temp[i]+273.15 #temperatura de °C para K
    p=pa[i]*100 #pressao de hPa para Pa
    T.append(t)
    press.append(p)

#-----interpolacao dos dados meteorologicos -----

def inter(a):
    x=np.linspace(0,10000,num=len(a), endpoint=True)
    f=interp1d(x,a)
    return f

f1=inter(umid)

f2=inter(press)

f3=inter(T)

#----- criando as series -----
```

```
xnews=np.linspace(0,10000,num=len(cn2), endpoint=True)
```

```
umid1=f1(xnews)  
press1=f2(xnews)  
temp1=f3(xnews)
```

## ANEXO D – Modelo de código (*script*) para o cálculo do Ct2 e do fluxo de calor sensível (H)

*Arquivo base: Ct2.py*

```
##+++++++ Calculo do ct2 ++++++

def ct2(c,t,p,bo):
    ct2=c*((t**2/(7.89*10**(-7)*p))**2)*(1+0.03/bo)**(-2)
    return ct2

Ct2=cn2[0]*((297.0**2/(7.89*10**(-7)*101500))**2)*(1+0.03/0.4)**(-2)

c=cn2[0]

Ct2a=ct2(c,297.0,101500,0.4)
Ct2b=[]

for i in range(len(cn2)):
    v=ct2(cn2[i],temp1[i],press1[i],0.4)
    Ct2b.append(v)

print Ct2b
np.savetxt('Ct2_Cv2Total.txt', Ct2b)
#np.savetxt('T_interpTotal.txt',temp1)
#np.savetxt('P_interpTotal.txt',press1)

# *****          Calculo H_free          *****

z=39.29                #altura efetiva

g=9.80665              # constante universal da gravidade

Cp=1004                # calor especifico do ar (J/kgK)

p=1.2928               # densidade do ar (kg/m3)

b=0.474                # constante estimada empiricamente

k=0.4                  # constante de Von Kármán

H=[]

for i in range(len(Ct2)):
    h=(b*p*Cp*z*(g/T[i])** (1./2.))*((Ct2[i])** (3./4.))
    print Ct2[i]
    print h
    H.append(h)
```



```
#H=(b*p*Cp*z*(g/T)**(1./2.))*(Ct2[0])** (3./4.)  
#print H  
  
np.savetxt('Hconv_Total.txt',H)
```

**ANEXO E – Dados meteorológicos coletados na estação agrometeorológica do  
Instituto de Geociências/UFRJ – em CD-ROM**

*Arquivo base: dadosmeteo.xlsx*

**ANEXO F – Dados do parâmetro de estrutura do índice refrativo do ar para diferentes escalas de coleta – em CD-ROM**

*Arquivo base: teste\_escalas.csv*

## **ANEXO G – Dados de fluxo de calor sensível do experimento – em CD-ROM**

*Arquivo base:  $H\_total.xlsx$*